

**НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНЫ
МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ**



**УСТОЙЧИВОСТЬ И ЭВОЛЮЦИЯ
ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИХ
ХАРАКТЕРИСТИК
ЭКОСИСТЕМЫ ЧЁРНОГО МОРЯ**

НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНЫ
МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

**УСТОЙЧИВОСТЬ И ЭВОЛЮЦИЯ
ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК
ЭКОСИСТЕМЫ ЧЕРНОГО МОРЯ**

Под редакцией академика НАН Украины В.Н. Еремеева,
члена-корреспондента НАН Украины С.К. Коновалова

СЕВАСТОПОЛЬ
НПЦ «ЭКОСИ-ГИДРОФИЗИКА»
2012

УДК 551.46

Устойчивость и эволюция океанологических характеристик экосистемы Черного моря / Под ред. В.Н. Еремеева, С.К. Коновалова; НАН Украины, Морской гидрофизический институт. – Севастополь, 2012. – С. 357, ил. 219, табл. 31.

В данной работе представлены основные результаты, полученные при выполнении научно-исследовательского проекта "Исследование геофизических и биогеохимических процессов, определяющих устойчивость и ассимиляционную емкость большой черноморской экосистемы, в целях управления и создания методологии оценки качества морской среды". Проект выполнялся по четырем основным направлениям: (1) Целевые натурные исследования, средства и методология исследования процессов различного масштаба; (2) Исследование влияния внешних изменений на состояние термогалинной структуры Черного моря; (3) Исследование роли физических, химических, биогеохимических процессов в формировании и эволюции экосистемы глубоководной части Черного моря; (4) Оценка ассимиляционной емкости и эффективности регуляторных восстановительных процессов в бассейне.

Монография предназначена для управленческих и природоохранных организаций, научно-исследовательских институтов, факультетов естественных наук университетов.

Стійкість і еволюція океанологічних характеристик екосистеми Чорного моря / Під ред. В.М. Єремєєва, С.К. Коновалова; НАН України, Морський гідрофізичний інститут. – Севастополь, 2012. – С. 357, іл. 219, табл. 31.

У даній роботі наведені основні результати досліджень, які отримані при виконанні науково-дослідного проекту "Дослідження геофізичних і біогеохімічних процесів, що визначають стійкість і асиміляційну ємність великої чорноморської екосистеми, в цілях управління і створення методології оцінки якості морського середовища". Проект виконувався по чотирьох основних напрямках: (1) Цільові натурні дослідження, засоби і методологія дослідження процесів різного масштабу; (2) Дослідження впливу зовнішніх змін на стан термогалинної структури Чорного моря; (3) Дослідження ролі фізичних, хімічних, біогеохімічних процесів у формуванні і еволюції екосистеми глибоководної частини Чорного моря; (4) Оцінка асиміляційної ємності і ефективності регулятивних відновних процесів в басейні.

Монографія призначена для управлінських і природоохоронних організацій, науково-дослідних інститутів, факультетів природних наук університетів.

Рецензенты:

Егоров Виктор Николаевич, академик НАН Украины, профессор, доктор биологических наук;

Совга Елена Евгеньевна, ведущий научный сотрудник, доктор географических наук (океанология).

Печатается по решению Ученого совета МГИ НАН Украины.

ISBN 978-966-02-6508-0 © Морской гидрофизический институт НАН Украины, 2012

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
1. Информационное и методологическое обеспечение	8
1.1. Проблемно-ориентированная геоинформационная система Черного моря (В.Н. Еремеев, А.Х. Халиулин, Е.А. Годин, А.В. Ингерров, В.Н. Белокопытов, Е.В. Жук, Л.К. Галковская, Е.А. Исаева).....	8
1.2. Программное обеспечение для морских экологических исследований (В.Н. Белокопытов, А.Х. Халиулин, Е.А. Годин, С.К. Коновалов, С.Ф. Доценко, А.В. Ингерров, А.В. Сергеева, В.П. Горбунов)	32
1.3. Использование вариационного подхода и решения сопряженной задачи при идентификации входных параметров модели переноса пассивной примеси в Черном море (С.Г. Демьшев, В.Н. Еремеев, С.В. Кочергин, В.С. Кочергин).....	43
1.4. Концепция стабильной экосистемы с позиций адаптивного баланса процессов развития (И.Е. Тимченко, Е.М. Изумнова, И.П. Лазарчук).....	66
2. Условия и процессы формирования и эволюции большой черноморской экосистемы	88
2.1. Особенности изменчивости гидрологических и биооптических характеристик на поверхности Черного моря по данным спутниковых и контактных измерений (Ю.В. Артамонов, В.Н. Белокопытов, Е.А. Скрипалева).....	88
2.2. Условие стабильного термодинамического состояния придонного пограничного слоя в Черном море (А.С. Самодуров).....	116
2.3. Пространственно-временная изменчивость частоты плавучести, вертикальной структуры свободных внутренних волн и температуры поверхности Черного моря (А.Е. Букатов, М.В. Бабий, В.Н. Белокопытов, Е.А. Павленко).....	126
2.4. Сезонная изменчивость распределения прозрачности в верхнем слое глубоководной части Черного моря (А.С. Кукушкин).....	143
2.5. Исследование роли атмосферных аэрозолей в формировании полей природной и техногенной радиоактивности Черного моря (Г.Ф. Батраков, Т.В. Чудиновских, Т.М. Иванова, А.П. Арбузова, Д.А. Кременчуцкий, В.В. Семенов).....	160
3. Регуляционные процессы и кризисные явления в бассейне Черного моря	187
3.1. Кризисные явления природного и антропогенного происхождения в Черноморском регионе (С.Ф. Доценко, В.Н. Еремеев, Е.А. Годин).....	187
3.2. Долгопериодные изменения гидрологического режима Черного моря: устойчивое состояние и климатические сдвиги (В.Н. Белокопытов).....	203
3.3. Многолетняя изменчивость состояния экосистемы Черного моря по оптическим данным (В.И. Маньковский).....	223
3.4. Многолетняя и сезонная изменчивость содержания взвешенного	242

органического вещества в верхнем слое в глубоководных районах Черного моря (<i>А.С. Кукушкин</i>).....	
3.5. Оценка устойчивости цикла углерода в морской среде (<i>О.Г. Моисеенко, Н.А. Орехова</i>).....	264
3.6. Региональные особенности, устойчивость и эволюция биогеохимической структуры вод Черного моря (<i>С.К. Коновалов, В.Н. Еремеев</i>).....	273
3.7. Антропогенная эвтрофикация и ее влияние на состояние экосистемы пелагиали Черного моря (<i>О.А. Юнев</i>).....	300
3.8. Влияние рыбного промысла на устойчивость экосистемы Черного моря (<i>В.С. Латун</i>).....	331
Заключение	354

ПРЕДИСЛОВИЕ

История современных океанографических исследований Черного моря начинается работами Н.И. Андрусова "Предварительный отчет об участии в черноморской глубоководной экспедиции" и "Некоторые результаты экспедиции "Черноморца". К вопросу о происхождении сероводорода в водах Черного моря", опубликованными в Известиях Императорского Русского Географического общества в 1890 и 1892 годах, соответственно. Таким образом, с самого начала исследований стала известна основная характеристика, определяющая особенность Черного моря и его отличие от экосистемы большей части Мирового океана. Эта особенность заключается в отсутствии кислорода и наличии сероводорода, начиная с глубин 100 – 250 метров, что делает невозможным существование в этих водах высших организмов и определяет потенциальную угрозу экологической катастрофы в случае поднятия сероводорода к поверхности моря. Естественно, что сосуществование двух принципиально различных по своим биогеохимическим характеристикам зон привело к возникновению целого спектра научных вопросов: (а) о причинах существования таких особенностей; (б) о гидрологических, гидродинамических и метеорологических факторах, влияющих на устойчивость и эволюцию аэробной и анаэробной зон моря; (в) о влиянии особенностей вертикального распределения кислорода и сероводорода на остальные биогеохимические, геохимические и биологические характеристики моря.

Тем не менее, актуальность исследований начального периода определялась задачами географических открытий и активного освоения всех ресурсов моря: его транспортного потенциала, биологических и минеральных ресурсов, потенциала береговой зоны с ее возможностями для проживания, отдыха и размещения объектов морского, промышленного и военного комплексов. На этом этапе основной задачей океанографических исследований было получение данных, характеризующих само море, безопасность мореплавания, биологические и минеральные ресурсы.

По мере усиления антропогенного и техногенного присутствия, роста потребностей и технических возможностей добычи и использования ресурсов, возникновения береговых структур, подверженных влиянию кризисных явлений природного и антропогенного характера, цели океанографических исследований расширялись и изменялись в направлении мониторинга и изучения состоянии большой экосистемы Черного моря и процессов, определяющих эволюцию этой системы на различных пространственно-временных масштабах или катастрофические изменения. Вопросы осолонения поверхностных вод моря в результате изъятия и зарегулирования стока рек, поднятия сероводорода к поверхности моря, землетрясений, неблагоприятных метеорологических и гидрологических явлений, разрушения береговых комплексов, эвтрофикации и уменьшения содержания кислорода, биологического "опустынивания", деградации структуры биологических сообществ и появление биологических вселенцев, разрушающих естественную структуру черноморских биоценозов, стали основным содержанием океанографических исследований в конце 20-го века. Актуальность этих вопросов служила отражением того факта, что развитие

и уязвимость природных структур и систем, создаваемых человеком, достигли уровня активного взаимного влияния. Поэтому дальнейшее развитие региона Черного моря возможно лишь при использовании экосистемного подхода, учитывающего все основные взаимосвязи, определяющие функционирование, устойчивость и эволюцию системы в целом. Такое возможно лишь в рамках реализации стратегии интегрированного управления морской средой, которая базируется на научной информации о большой черноморской экосистеме.

В рамках реализации такого подхода в 2006 – 2010 годах в МГИ НАН Украины выполнялся проект НАН Украины "Исследование геофизических и биогеохимических процессов, определяющих устойчивость и ассимиляционную емкость большой черноморской экосистемы, в целях управления и создания методологии оценки качества морской среды" (Шифр темы "Стабильная экосистема"), Постановление Бюро Отделения наук о Земле НАН Украины от 22.11. 2005 г. протокол № 10, § 38. п. 3. Целью проекта было создание современной базы знаний и данных о гидрофизических, биогеохимических и физико-химических процессах, обеспечивающих устойчивое функционирование и предельную ассимиляционную емкость экосистемы глубоководной части Черного моря, их параметризацию и разработку технологии использования при решении задач диагноза и прогноза состояния (большой черноморской) экосистемы в условиях наблюдаемых изменений климата и уровня совокупной антропогенной нагрузки.

Проект выполнялся по четырем основным направлениям:

(1) Целевые натурные исследования, средства и методология исследования процессов различного масштаба, определяющих эволюцию термогалинной и биогеохимической структуры вод глубоководной части и экосистемы моря в целом;

(2) Исследование влияния внешних изменений на динамику и состояние термогалинной структуры Черного моря;

(3) Исследование роли физических, химических, биогеохимических процессов в формировании и эволюции экосистемы глубоководной части Черного моря;

(4) Оценка ассимиляционной емкости и эффективности регуляторных восстановительных процессов в бассейне.

В результате выполнения проекта разработаны и внедрены в практику ряд новых методик определения океанографических характеристик и оценки состояния морской среды, в том числе наиболее современные методы прямого определения CO_2 и других неорганических форм углерода; создан ряд проблемно-ориентированных геоинформационных систем, таких как ГИС Черного моря, включающие подсистемы оценки качества данных, а также обеспечения пользователей океанографической информацией через интернет; подготовлен и опубликован справочник «Гидрооптические характеристики Черного моря» содержащий обобщенные данные оптических исследований Черного моря, начиная с 1957 г.; создана электронная версия атласа «Показатель ослабления направленного света в глубоководной части Черного моря»; показано наличие долгопериодных изменений термогалинной структуры вод Черного моря и выделено три устойчивых 30-летних периода

повышенной/пониженной вертикальной стратификации вод; обнаружен сдвиг в характере атмосферных процессов над Черным морем в 2002-2003 гг. приведший к перестройке процессов в морской экосистеме; совместный анализ теоретических результатов, данных глубоководных измерений в Черном море и лабораторных экспериментов позволил сделать заключение о механизмах формирования стационарного состояния для ступенчатого дифференциально-диффузионного слоя и построить обобщенную 1,5D нестационарную модель вертикального обмена в стратифицированном бассейне с учетом нестационарных внешних затоков и геотермального потока тепла, использование которой позволило получить количественные оценки составляющих бюджета основных биогеохимических компонентов экосистемы Черного моря и оценить возможные изменения в гидрохимической структуре вод в условиях наблюдаемых изменений климата и уровня совокупной антропогенной нагрузки; разработан метод, который позволяет учитывать влияние пространственно-временной изменчивости процессов в морской среде на систему «биогенные вещества – фитопланктон – зоопланктон – анчоус – ставрида – промысел анчоуса и ставриды» и показана возможность моделировать многолетнюю изменчивость промысловых запасов анчоуса и пространственно-временную изменчивость вылова ставриды на северо-западном шельфе Черного моря в тёплый период года. Основные материалы и результаты обобщения выполненных исследований обсуждаются в данной работе.

Мы выражаем глубокую признательность Видничук А.В. за помощь в подготовке рукописи этой книги к печати.

В.Н. Еремеев, С.К. Коновалов

1. ИНФОРМАЦИОННОЕ И МЕТОДОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ

1.1. ПРОБЛЕМНО-ОРИЕНТИРОВАННАЯ ГЕОИНФОРМАЦИОННАЯ СИСТЕМА ЧЕРНОГО МОРЯ

Важность создания систем обеспечения пользователей океанологической информацией в настоящее время предопределяется широким использованием океанографических данных и созданных на их основе информационных продуктов в научных исследованиях и практической деятельности.

Разработка и создание систем обеспечения пользователей океанографической информацией ведутся в МГИ НАН Украины с конца 90-х годов прошлого столетия и прошли несколько этапов развития [1, 2]. На основе накопленного опыта и ранее выполненных исследований (например [3–7]) в 2006 – 2010 годах в МГИ НАН Украины была создана первая версия (2010/1.0) проблемно-ориентированной геоинформационной системы (ГИС) Черного моря. Данная версия ГИС функционирует на базе МГИ НАН Украины, включает базу океанографических данных по Черному морю (версия 2010/1.1) и Океанографический атлас Черного моря (версия 2010/1.0), к которым обеспечен доступ по локальной сети и сети Internet (<http://ocean.nodc.org.ua/>).

ГИС Черного моря призвана обеспечить информационную поддержку научных исследований большой черноморской экосистемы. Вместе с тем, эта ГИС может представлять значительный интерес и для специалистов-практиков.

Структура геоинформационной системы Черного моря.

Концепция создания проблемно-ориентированной многофункциональной ГИС Черного моря учитывает результаты ранее выполненных исследований и базируется на следующих основных принципах:

- распределенность – создание специализированных океанологических информационных подсистем на базе ведущих мореведческих научно-исследовательских организаций;
- интеграция – взаимная увязка и согласованное взаимодействие всех элементов (подсистем) ГИС Черного моря;
- открытость – способность к развитию и взаимодействию с внешними элементами, включение ГИС и ее подсистем в национальную систему обмена информацией и в систему международного обмена океанологическими данными.

Общая структура проблемно-ориентированной многофункциональной ГИС Черного моря приведена на рисунке 1.1.1.

С целью максимально полного обеспечения пользователей океанологической информацией концепция предусматривает, что ГИС Черного моря должна включать пять специализированных подсистем,

функционирующих на базе ведущих в Украине в соответствующей предметной области организаций по следующим направлениям:

- океанография (Морской гидрофизический институт НАН Украины, Севастополь);
- гидробиология (Институт биологии южных морей НАН Украины, Севастополь);
- морская геология, ресурсы (Институт геологических наук НАН Украины, Киев);
- загрязнение морской среды (Украинский научный центр экологии моря, Одесса);
- морская гидрометеорология (Морское отделение Украинского научно-исследовательского гидрометеорологического института, Севастополь).

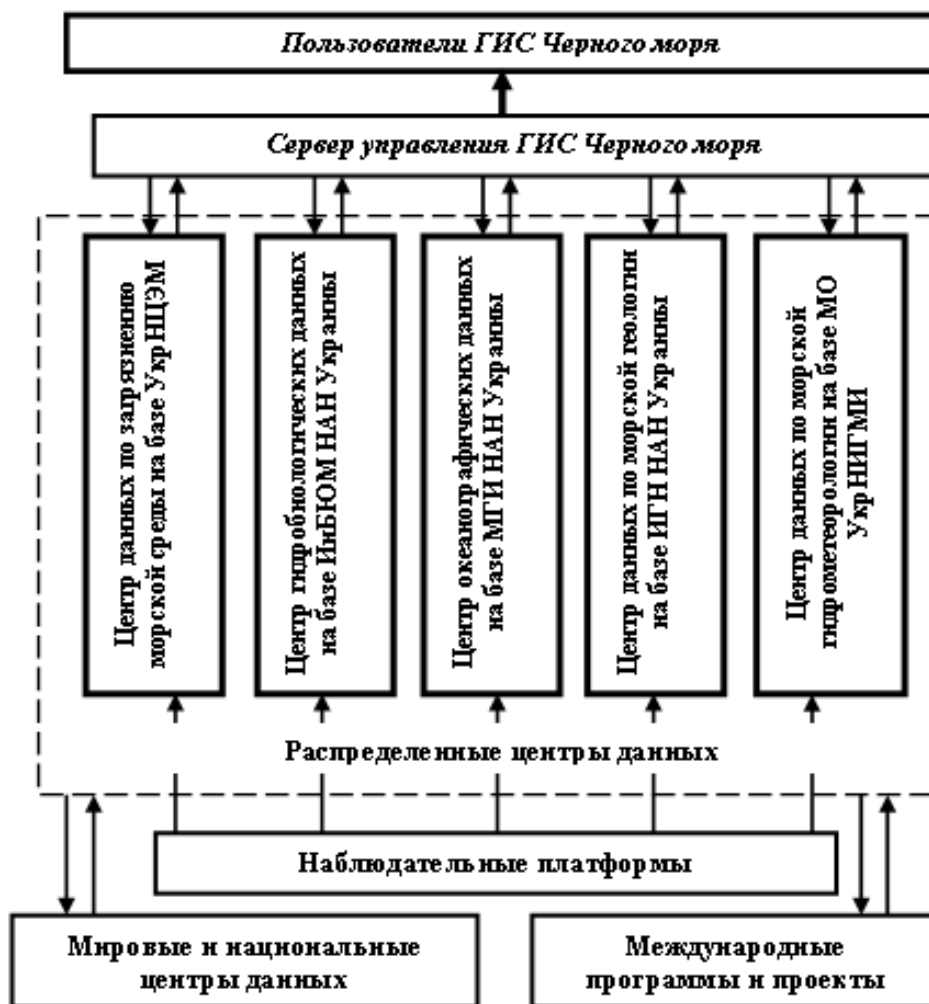


Рисунок 1.1.1. Общая структура проблемно-ориентированной многофункциональной ГИС Черного моря.

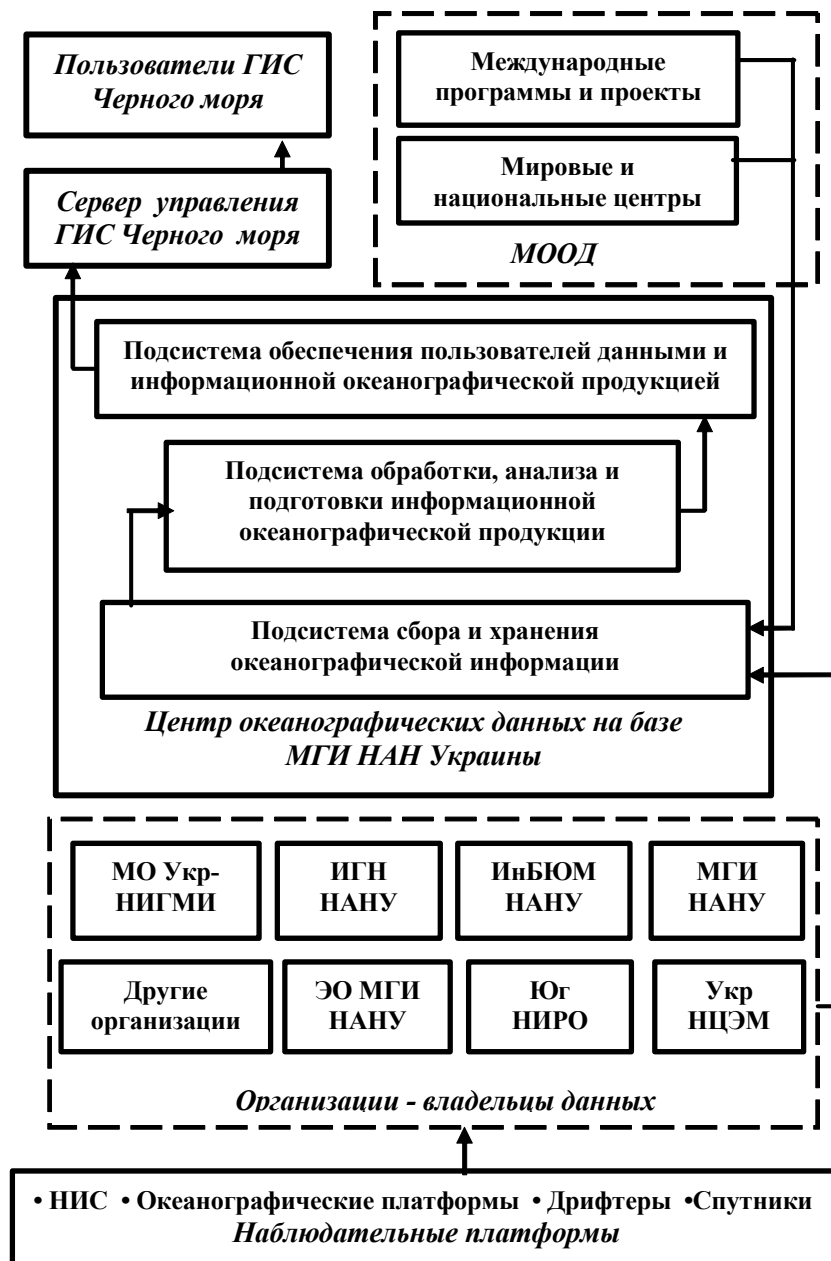


Рисунок 1.1.2. Структура подсистемы сбора, хранения, обработки и обеспечения пользователей океанографической информацией на базе МГИ НАН Украины.

Внутренняя структура всех пяти специализированных подсистем сбора, хранения, обработки и обеспечения пользователей океанографической информацией разрабатывалась с учетом ранее накопленного опыта, современных тенденций в создании крупных морских геоинформационных систем. Поток данных в системе организован следующим образом. Данные

измерений с наблюдательных платформ (судов, буев, дрейфтеров, береговых станций и т.д.) поступают к организациям - владельцам этих платформ, осуществляющим контроль качества данных. Далее информация поступает в соответствующий Центр данных, который обеспечивает хранение, контроль, учет и каталогизацию данных с гарантией защиты от потерь и от несанкционированного доступа. Центры данных взаимодействуют с Мировыми центрами данных (МЦД), а также с национальными и ответственными центрами данных в различных странах в рамках системы международного обмена океанографическими данными (МООД).

Подсистема в структурном отношении включает ряд блоков и подсистем (рис. 1.1.2) и обеспечивает:

- сбор, хранение и контроль качества океанографических данных;
- обработку и анализ, подготовку и визуализацию океанографических данных и информации;
- доведение до пользователей океанографических данных и информации.

Подсистема сбора и хранения океанографической информации.

При ее создании был выполнен комплекс работ по разработке специального программного обеспечения (ПО), формированию баз данных, контролю качества данных, отработке получения информации в режиме, близком к реальному времени и др.

База океанографических данных по Черному морю (БОД). Одним из основных элементов подсистемы сбора, хранения, обработки и обеспечения пользователей океанографической информацией на базе МГИ НАН Украины является база океанографических данных по Черному морю (версия 2010/1.1). Данная версия объединяет все доступные данные, полученные в этом бассейне научными судами различных стран и организаций с 1890 г. по настоящее время, и содержит 157335 океанографических станций (рис. 1.1.3).

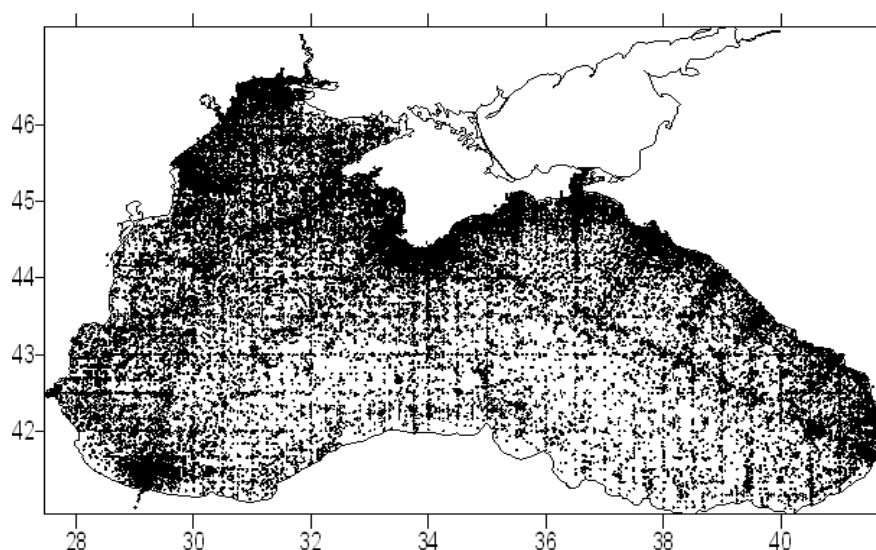


Рисунок 1.1.3. Изученность Черного моря: распределение гидрологических станций.

Для горизонтов, лежащих ниже 200 – 300 м, количество данных резко уменьшается (рис. 1.1.4), что ведет к снижению статистической обеспеченности при построении карт и к сокращению числа параметров, для которых могут быть построены карты среднесезонных и среднемесячных значений.

Следует отметить неравномерное распределение данных по акватории моря и по времени выполнения исследований (рис. 1.1.5, 1.1.6).

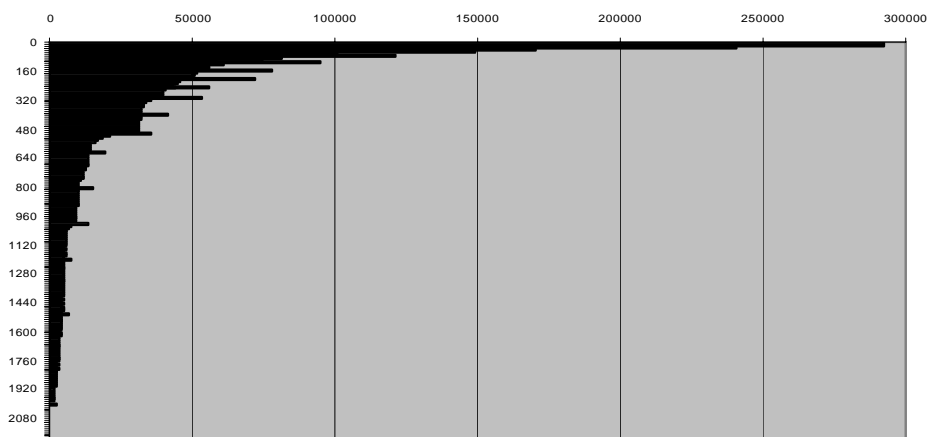


Рисунок 1.1.4. Распределение количества океанографических станций по глубине.

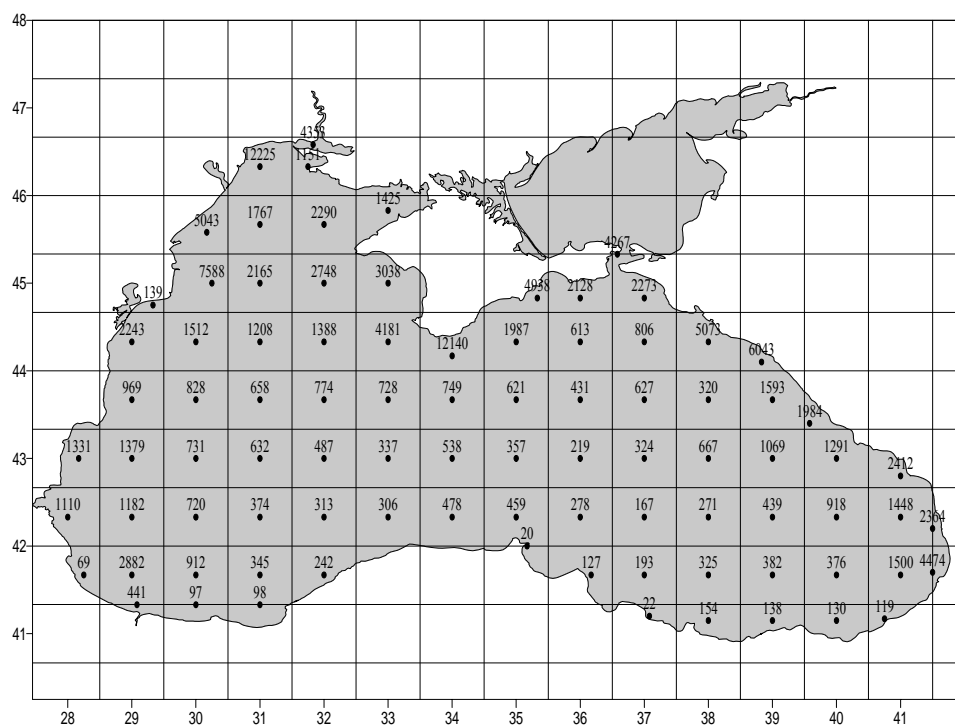


Рисунок 1.1.5. Изученность Черного моря: количество гидрологических станций (по квадратам), выполненных за весь период исследований.

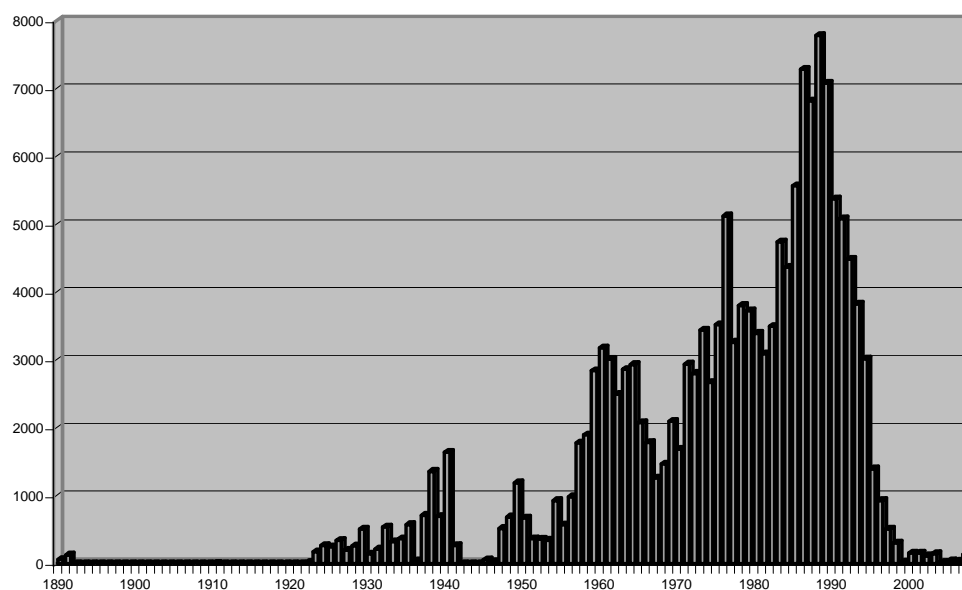


Рисунок 1.1.6. Распределение количества гидрологических станций по годам.

Массив гидрохимических данных по Черному морю включает данные наблюдений, полученные на 29862 станциях начиная с 1923 года по более чем 15-ти параметрам. Сведения о количестве станций и наблюдений для основных гидрохимических параметров, хранящихся в БОД, приведены в таблице 1.1.1.

База данных течений включает данные, полученные научно-исследовательскими судами МГИ в Черном море (рис. 1.1.7), массивы ЭО МГИ за 1980–1994 гг., результаты измерений течений, полученные доплеровскими измерителями и дрейфтерами.

Специализированная база данных по уровню Черного моря содержит средние, минимальные и максимальные значения по месяцам и годам для 44 уровенных постов, расположенных вдоль побережья Черного моря (1874 – 2006 гг.).

Таблица 1.1.1. Гидрохимические данные по Черному морю в БОД МГИ.

Параметр	Количество станций	Количество наблюдений
Кислород	25078	171492
Сероводород	3279	21844
РН	5715	44653
Щелочность	2037	14017
Фосфаты	14825	90637
Общий фосфор	1088	4910
Силикаты	9161	59265
Кремний	4716	28610
Нитриты	3839	19334
Нитраты	3498	16178
Общий азот	634	2449
Аммоний	2487	12717

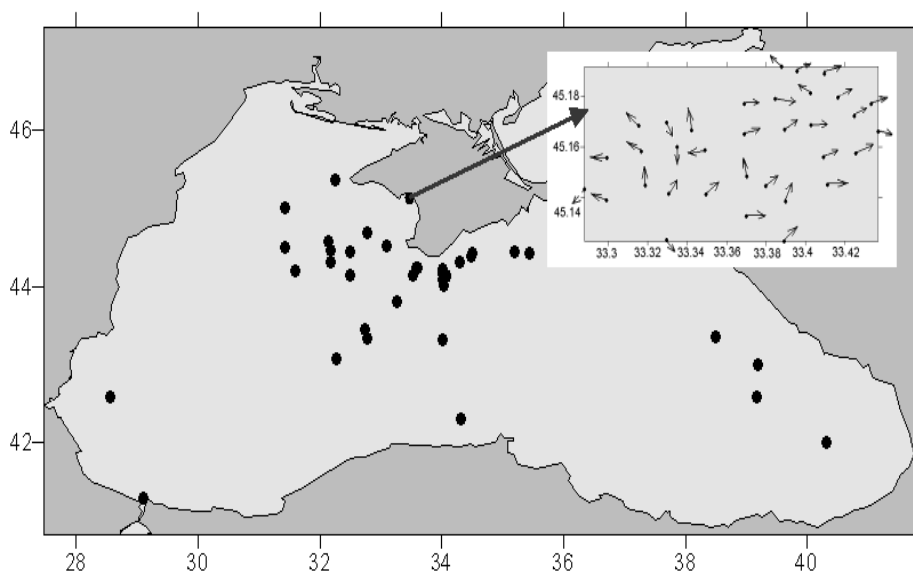


Рисунок 1.1.7. Пространственное распределение измерений течений в Черном море судами МГИ; на врезке – измерения течений на евпаторийском полигоне.

База гидрооптических данных содержит данные по глубине видимости белого диска и цветности в Черном море (около 6 тыс. измерений прозрачности и 2.5 тыс. определений цветности) и по определениям хлорофилла в Черном море (около 9 тыс. записей).

База спутниковых данных сформирована на основе изображений принимаемых станцией отдела ДМИ МГИ НАНУ со спутников NOAA.

Получение информации в режиме, близком к реальному времени. Примером практической реализации данного подхода является блок получения данных с датчиков, которые установлены в Экспериментальном отделении МГИ (ЭО МГИ) НАН Украины в п. Кацивели (44.39° с.ш.; 33.98° в.д.).

Схема передачи данных из ЭО МГИ в отдел МЭИТ МГИ приведена на рисунке 1.1.8.

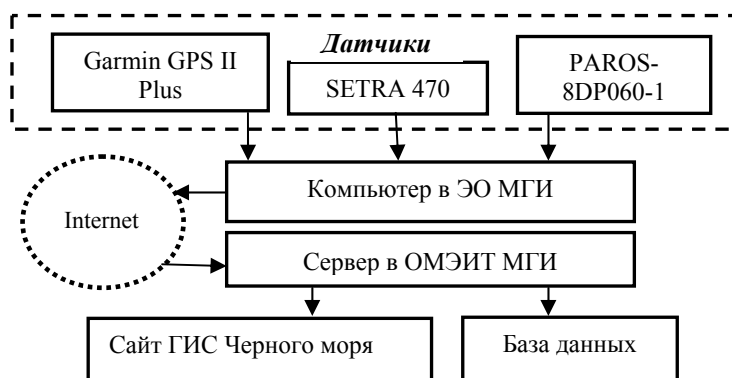


Рисунок 1.1.8. Передача данных из ЭО МГИ (п. Кацивели) в МЭИТ МГИ.

Информация поступает со следующих датчиков:

- подводный датчик давления и температуры (Paroscientific Inc., модель 8DP060-1);
- датчик атмосферного давления (SETRA 470);
- глобальная система позиционирования (Garmin GPS II Plus).

Данные с датчиков (температура воды; атмосферное давление; температура воздуха; скорость и направление ветра; гидростатическое давление) поступают на компьютер в ЭО МГИ, затем по электронной почте в виде автоматически генерируемых файлов передаются на сервер в отделе МЭИТ МГИ. Там каждый час автоматически информация из полученных файлов заносится в базу данных и оперативно отображается на сайте ГИС Черного моря.

Модуль контроля качества данных. Одним из элементов подсистемы обеспечения пользователей океанографической информацией ГИС Черного моря является модуль контроля качества данных. Его работа основана на совместном использовании автоматического и ручного режимов контроля качества метаданных и данных, что позволяет использовать его как при первичном, так и при экспертном контроле качества данных. Текущая версия модуля содержит ряд тестов, при прохождении которых метаданным и данным присваиваются соответствующие флаги качества. Используемая система флагов качества в течение длительного времени применялась в мире, была дополнена в рамках проекта SeaDataNet и является международным стандартом. Перечень флагов приведен в таблице 1.1.2.

Таблица 1.1.2. Используемая система флагов.

Флаг качества	Описание
0	Не проверено
1	Верное значение
2	Правдоподобное значение
3	Сомнительное значение
4	Ошибка
5	Исправлено пользователем
6	Ниже чувствительности измерительного прибора
7	Величина превышает диапазон измерительного прибора
8	Интерполированная величина
9	Значение отсутствует
A	Неправильная идентификация параметра

Модуль контроля качества данных позволяет выполнять следующие виды тестов для метаданных:

- поиск повторных записей данных (для неидентифицированных или, возможно, ошибочно идентифицированных наборов данных производится поиск станций из БОД с совпадающими или близкими координатами и временем);
- проверка местоположения станции (проверяется нахождение станции в акватории бассейна с использованием массива координат его береговой линии);

- проверка скорости судна между станциями (по координатам и времени выполнения станций идущих в рейсе последовательно друг за другом оценивается и сравнивается с некоторым разумным предельным значением, задаваемым пользователем, скорость движения судна);
- оценка и проверка значения глубины места (по регулярной сетке глубин восстанавливается значение глубины в точке, где выполнялась станция, и производится сравнение с измеренным значением с учетом заданного пользователем допуска);

и для данных:

- расчет плотности, поиск инверсии плотности;
- проверка на спайки (фиксируются резкие выбросы в вертикальных профилях проверяемых параметров морской среды);
- "климатический" (ранговый) контроль качества данных (оценивается попадание измеренного значения в пределы, определяемые на основе климатических оценок или рангов).

Для оценки соответствия анализируемых данных средним многолетним характеристикам ("климату") для данного района используются массивы средних профилей по месяцам, сезонам или за год в зависимости от обеспеченности данными и среднеквадратических отклонений (СКО) по каждому из квадратов. Для Черного моря применяется система квадратов гидрометслужбы Украины (рис. 1.1.5). В случае невозможности получения оценок "климата" для проверки данных используются "ранги" - пределы изменения для соответствующих параметров. Общий вид главного окна программы контроля качества данных изображен на рисунке 1.1.9.

Проверка метаданных и данных производится порейсово, однако можно проверять и наборы данных без учета их принадлежности к какому либо рейсу, отключив проверку скорости судна. Процедура первичного (автоматического) контроля качества осуществляется в несколько этапов.

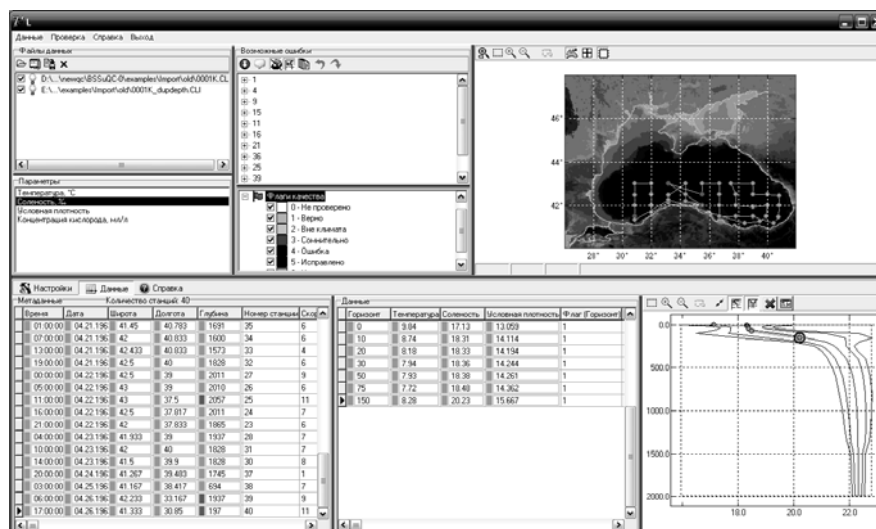


Рисунок 1.1.9. Главное окно модуля контроля качества океанологических данных.

На первом этапе выполняется выбор данных, для которых будет производиться проверка. Контроль качества может проводиться как для данных, хранящихся в БОД МГИ НАН Украины, так и для импортированных данных, которые после проверки могут быть добавлены в БОД. Текущая версия работает с файлами в форматах MEDAR/MEDATLAS II, generic ODV spreadsheet и рейсовом формате (формате программного комплекса «Гидролог»).

На втором этапе осуществляется настройка процедуры проверки качества метаданных и данных – определяются виды проверок и их параметры. При этом могут задаваться:

- допуски по пространству и времени для поиска возможных дублей;
- файл с массивом координат береговой черты, если необходимо уточнение имеющегося массива, используемого по умолчанию, для проверки местоположения станции (формат файла – BLN);
- предельное значение скорости судна, превышение которого интерпретируется как ошибка;
- файл, содержащий регулярную сетку глубин при необходимости уточнения сетки, используемой по умолчанию (формат файла – ASCII GRD), и допуск для оценки соответствия измеренной и рассчитанной по сетке глубин моря;
- пределы для проверки соответствия данных "климату" (задаются в виде $\pm N_1\sigma$, $\pm N_2\sigma$, где σ – СКО, $N_1 < N_2$ коэффициенты, задаваемые пользователем для более «жесткой» и «мягкой» проверок соответственно);
- границы квадратов, при необходимости уточнения существующей схемы квадратов;
- массивы для расчета "климата" (рангов) при необходимости уточнения существующих или добавления для новых квадратов и параметров;
- допуск для определения инверсии плотности, чтобы ошибка не фиксировалась при очень близких значениях для соседних горизонтов;
- выбор метода определения спайка (стандартный либо предлагаемый авторами).

Третий этап – автоматическая процедура контроля качества данных. Флаги расставляются для широты, долготы, даты, времени и глубины моря (метаданные) и для горизонтов и значений параметра каждого из вертикальных профилей (данные). Флаги, расставляемые в ходе автоматической проверки, носят рекомендательный характер, т.к. в большой степени зависят от настроек, выбранных пользователем, и не могут учитывать всех особенностей данных. Поэтому модуль контроля качества предусматривает возможности редактирования метаданных и данных, повторных автоматических проверок метаданных и отдельных профилей и исправления флагов качества вручную.

На рисунках 1.1.10 – 1.1.13 показаны примеры отображения возможных ошибок метаданных и данных по результатам автоматической проверки:

- ошибка местоположения станции (рис. 1.1.10) – станция на берегу;
- существенное отличие от среднего многолетнего "климата" – отображение в таблице и на профиле (рис. 1.1.11);
- инверсия плотности (рис. 1.1.12);
- спайк (рис. 1.1.13).

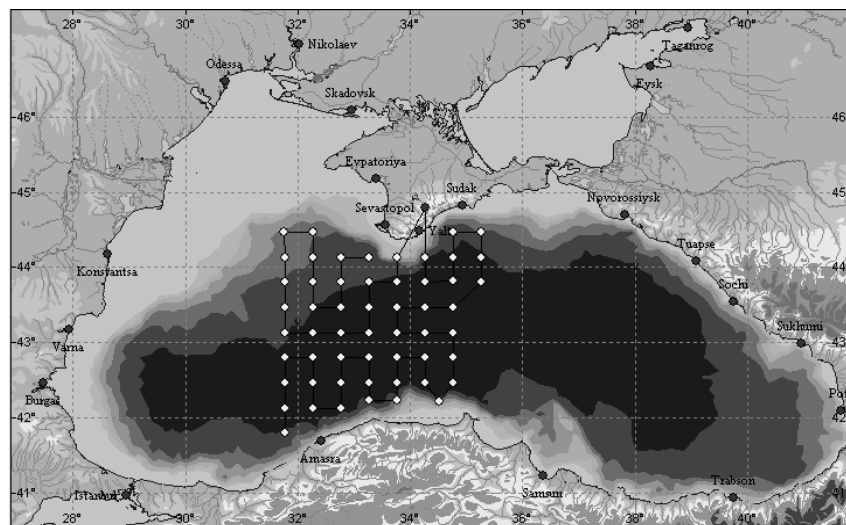


Рисунок 1.1.10. Ошибка местоположения станции (на береговой части).

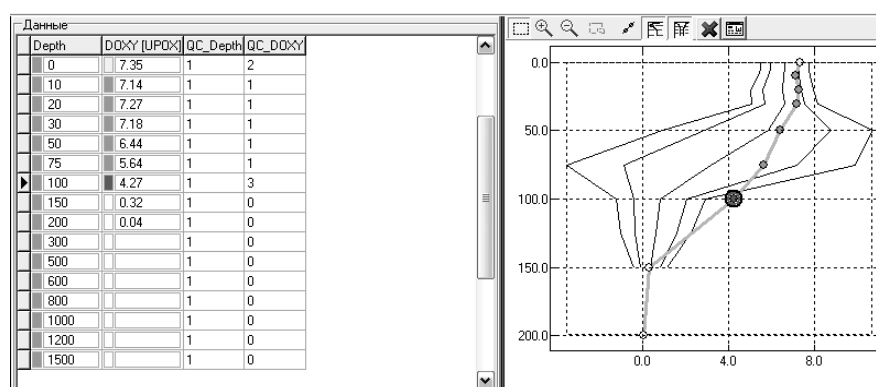


Рисунок 1.1.11. Значение отличается от среднего многолетнего ("климата").

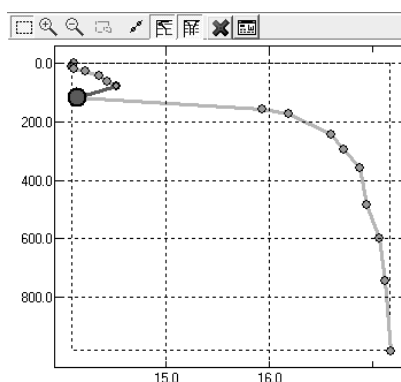


Рисунок 1.1.12. Инверсия плотности.

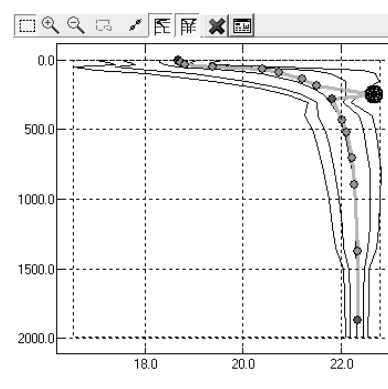


Рисунок 1.1.13. Выброс (спайк).

Для оценки соответствия анализируемых данных средним многолетним характеристикам ("климату") или выполнения рангового контроля качества данных необходимо формирование климатических массивов либо границ изменения параметров морской среды по квадратам и горизонтам для соответствующих месяцев, сезонов или за год – в зависимости от обеспеченности данными. В БОД хранятся данные наблюдения по более чем 15 гидрохимическим параметрам. Для удобства их анализа и формирования соответствующих массивов создан специальный программный модуль.

Основной задачей текущей версии программного модуля для контроля качества гидрохимических данных является построение средних профилей ряда химических параметров морской среды и расчет их статистических характеристик. Данная версия программного обеспечения реализует выборку гидрологических и гидрохимических данных и производит визуализацию выбранных метаданных и данных. На рисунках 1.1.14 и 1.1.15 приведены примеры выборки данных по прямоугольному и произвольному региону соответственно.

Данная версия программного обеспечения реализует выборку гидрологических и гидрохимических данных по пространству, времени, рейсу, значениям параметра, значениям флага качества, производит визуализацию выбранных метаданных и данных, а также позволяет отмечать соответствующими флагами данные по результатам задаваемых критериев. Для выбранного набора данных может производиться расчет средних профилей и межгодовой или сезонной изменчивости как по всей выборке, так и по месяцам, квадратам, сезонам – насколько позволяет обеспеченность данными. В результате получается средний профиль, показанный на рисунке 1.1.16.

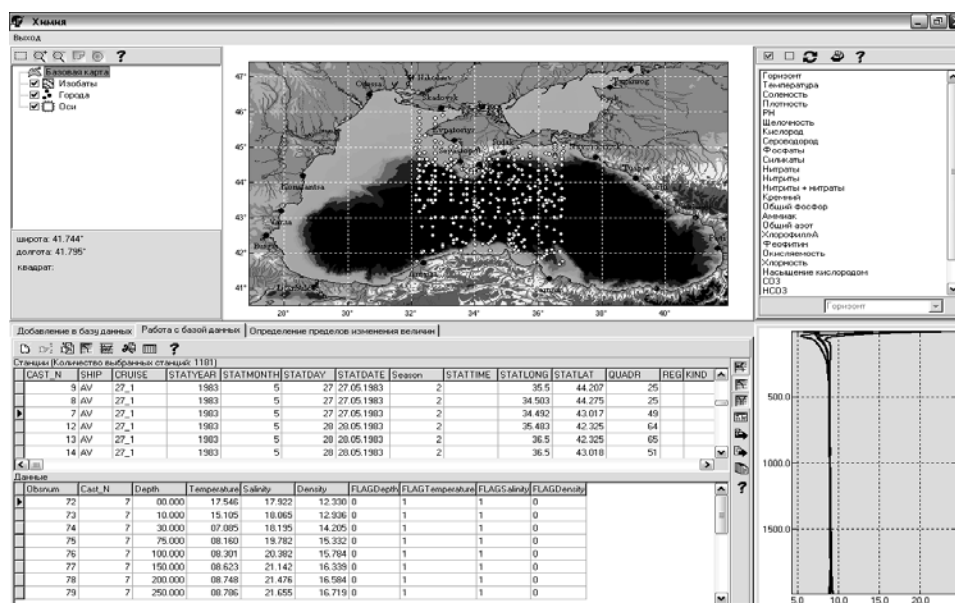


Рисунок 1.1.14. Выборка данных по прямоугольному региону, визуализация текущего и климатических профилей температуры относительно глубины.

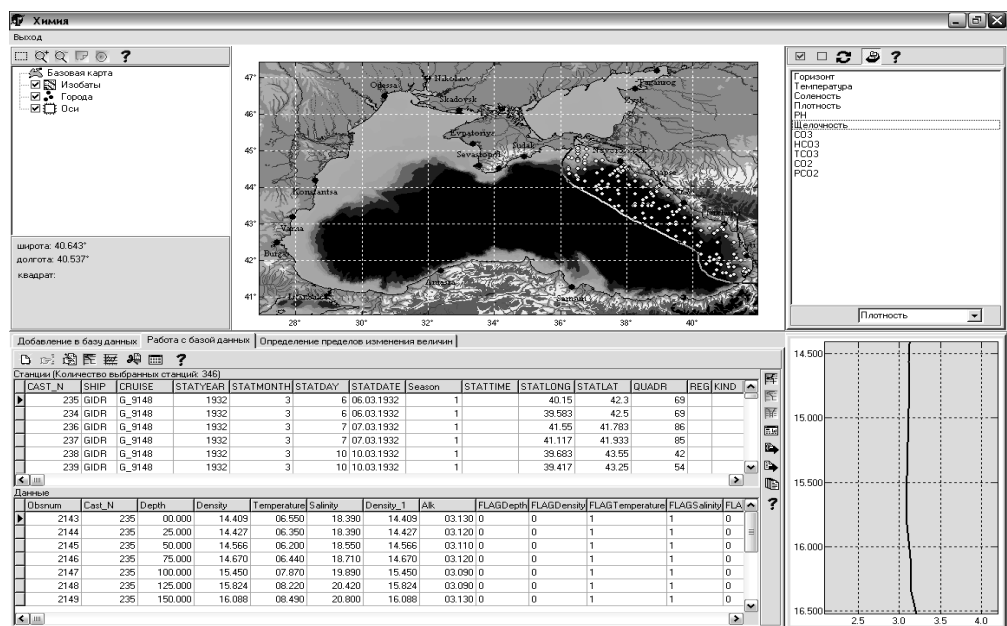


Рисунок 1.1.15. Выборка данных по произвольному региону, визуализация профиля щелочности как функции условной плотности.

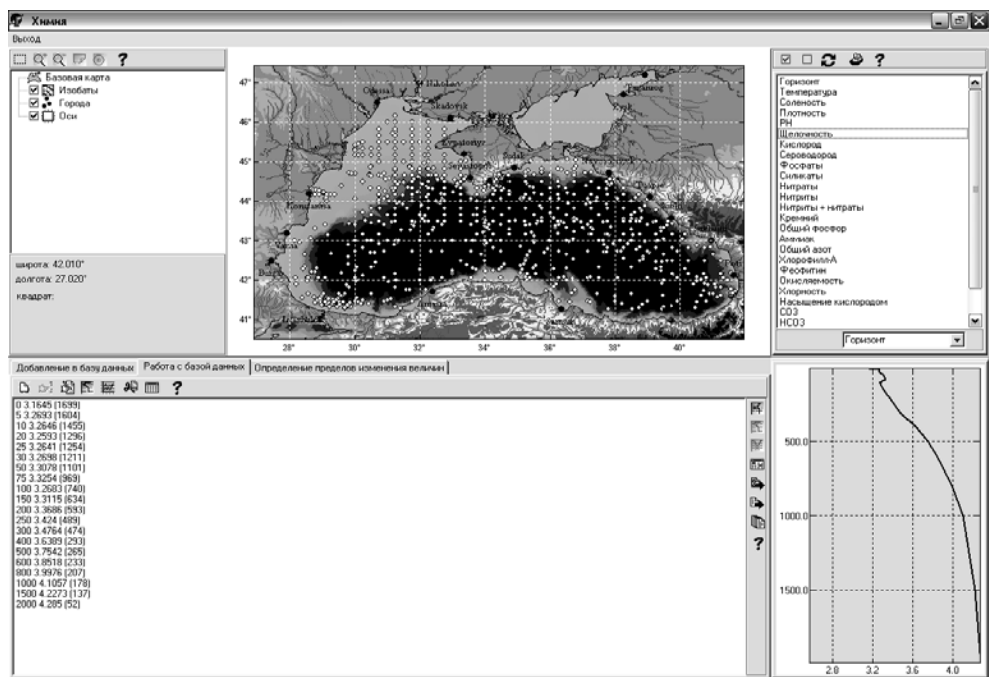


Рисунок 1.1.16. Средний профиль величины щелочности с учетом качества данных.

Результаты расчетов средних приводятся также и в текстовой форме, например, для профиля дается следующая информация: горизонт (условная плотность), осредненное значение параметра и в скобках количество данных, участвовавших в осреднении на этом горизонте (для этой условной плотности). Полученные массивы средних можно сохранять как в текстовые, так и в графические файлы.

Таким образом, с использованием данного программного модуля можно получать, с одной стороны, оценки средних профилей или осредненных временных рядов, характеризующих межгодовую или сезонную изменчивость параметра, а с другой – базы данных с проведенным первичным контролем качества.

Описанные модули достаточно гибки и универсальны для решения проблемы контроля качества данных на стадии их сбора и интеграции в ГИС, а при необходимости, и уточнения оценок качества данных, хранящихся в БОД МГИ НАН Украины.

Океанографический атлас Черного моря (версия 2010/1.0). Атлас призван обеспечить пользователей проблемно-ориентированной ГИС Черного моря картографической информацией о свойствах природной среды Черного моря и в первую очередь о физико-океанографических особенностях бассейна. Информационной основой для создания карт соответствующих разделов атласа послужила сформированная в ходе выполнения проекта база океанографических данных по Черному морю (версия 2010/1.1).

Таблица 1.1.3. Структура Океанографического атласа Черного моря (версия 2010/1.0).

Название	К-во карт
1. Вводный раздел	2
Раздел 2. Климатические условия	
Подраздел 2.1. Температура воздуха над прибрежной зоной и акваторией Азовского и Черного морей	13
Подраздел 2.2. Атмосферное давление, скорость и направление ветра над акваторией Черного и Азовского морей	12
Подраздел 2.3. Атмосферные осадки	13
Раздел 3. Гидрологические условия Черного моря	
Подраздел 3.1. Температура	151
Подраздел 3.2. Соленость	151
Подраздел 3.3. Плотность	151
Подраздел 3.4. Теплосодержание в слое 0-100 м	13
Подраздел 3.5. Географические течения	13
Подраздел 3.6. Ледовые условия	3
Подраздел 3.7. Гидрооптика	4
Раздел 4. Гидрохимические условия Черного моря	32
Подраздел 4.1 Положение ВГ H_2S -зоны	14
Подраздел 4.2 Положение НГ O_2 -зоны	14
Подраздел 4.3 Другие гидрохимические параметры	18
Всего	572

С учетом накопленного опыта и современных тенденций в создании электронных атласов, при работе над атласом были реализованы такие подходы:

- многоплановость и максимальная полнота содержания основных разделов (в соответствии с тематической направленностью атласа);
- внутреннее единство (взаимная дополняемость, согласованность и сравнимость карт);
- географическая конкретность;
- детальность исследований и научная обоснованность;
- доступность восприятия карт;
- открытость (возможность дополнения атласа новыми картами и разделами).

Карты атласа созданы на единой картографической основе, что облегчает сопоставление карт.

С целью наиболее полного удовлетворения потребностей пользователей атлас дополнен и картами параметров, оказывающих значительное влияние на формирование основных гидрофизических и гидрохимических полей Черного моря.

Атлас состоит из разделов, в которых океанографические характеристики представлены тематическими наборами карт, объединенных в соответствующие подразделы (табл. 1.1.3).

Ниже в качестве примера приведены карты из различных разделов Океанографического атласа Черного моря (рис. 1.1.17 – 1.1.22).

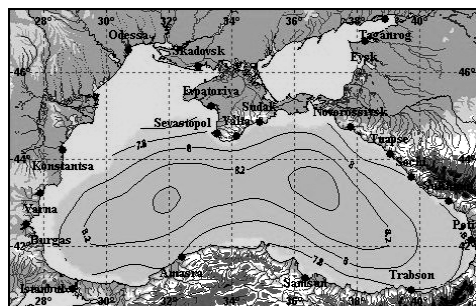


Рисунок 1.1.17. Температура на глубине 100 м, январь.

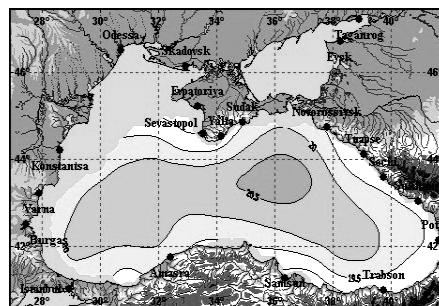


Рисунок 1.1.18. Соленость на глубине 100 м, январь.

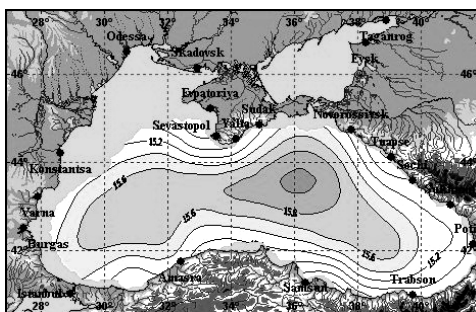


Рисунок 1.1.19. Плотность на глубине 100 м, январь.

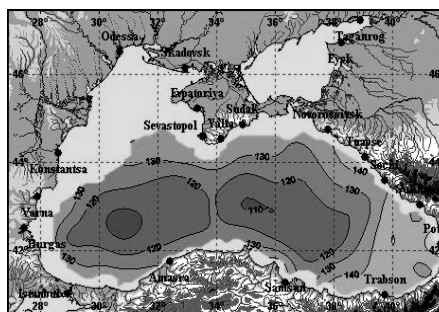


Рисунок 1.1.20. Глубина нижней границы аэробных вод 1920–2005 гг.

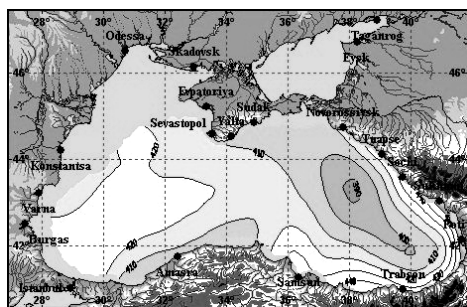


Рисунок 1.1.21. Теплосодержание в слое 0–100 м, июль.

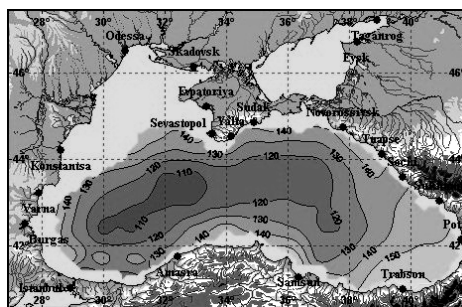


Рисунок 1.1.22. Глубина границы анаэробных вод 1920–2005 гг.

Подсистема обеспечения пользователей данными и информационной океанографической продукцией.

Доступ к базам океанографических данных по локальной сети. Для обеспечения доступа к океанографической информации БОД МГИ НАН Украины разработано специальное приложение для выборки данных. Следует отметить, что данное приложение работает не только с черноморскими данными, но также с данными по Азовскому и Средиземному морю. Приложение обеспечивает доступ к следующим данным:

1. Рейсовые данные:
 - a. Гидрологические и гидрохимические;
 - b. Течения (автономные буйковые станции);
 - c. Течения (ADCP) – для Черного моря;
2. Дрифтерные данные (для Черного моря):
 - a. Профили (термокоса);
 - b. Наблюдения на поверхности (температура, атмосферное давление);
 - c. Координаты дрифтера: наблюденные и интерполированные;
3. Среднемесячные и среднегодовые значения уровня Черного моря (наблюдения на уровне постах).

База данных, созданная на СУБД MySQL, и программное обеспечение размещаются на сервере вместе с геоинформационной системой Черного моря. Программные модули формируют клиентскую часть, состоящую из основного клиентского приложения и набора динамических библиотек. По мере обновления и пополнения динамические библиотеки автоматически загружаются с сервера на клиентскую машину при запуске программы. По сути, несмотря на то, что программу предполагается использовать в рамках локальной сети, она обеспечивает удаленный доступ к серверу.

Программа обеспечивает выборки по пространству, времени, горизонту, флагам качества, значениям параметров – для всех наблюдений, по организациям, судам, рейсам – для рейсовых наблюдений, по дрифтеру – для дрифтерных наблюдений, по уровенному посту – для данных по уровню моря. Пространственная выборка данных включает выборку по прямоугольному и произвольному регионам, квадратам, вдоль разреза (в более общей форме – произвольно заданной линии) с заданной шириной коридора. Выборка по дате и

времени осуществляется по годам и месяцам, в диапазоне дат и в диапазоне дат за все годы. Выборка по горизонтам и значениям параметров позволяет определять диапазоны изменения параметров, для которых выбираются данные. Реализована также возможность выбора по флагам качества. Выборка данных по рейсам осуществляется по организации и судну, либо через контекстный поиск. Выборка по дрейтеру и уровенному посту реализована как выборка из списка. На рисунках 1.1.23 – 1.1.28 приведены примеры выборки и отображения информации для результирующих наборов данных.

Визуальный построитель запроса позволяет легко определять условия выборки для различных категорий данных и параметров, просматривать выбранные метаданные и статистику выборки и корректировать выборку:

- добавлением к формируемому набору данных;
- удалением из него данных;
- детализацией (выборкой из уже выбранного набора данных).

Программа позволяет сохранять и использовать в работе как запросы, так и выбранные наборы данных. Различие в том, что после сохранения набора данных с ним можно работать автономно, а при открытии сохраненного ранее запроса, происходит обращение к серверу и обновление набора данных. Кроме того, выбранные данные можно экспортировать в файлы нескольких распространенных форматов, в том числе, рейсовый (формат, совместимый с «Гидрологом») и *.odv – формат Ocean DataView.

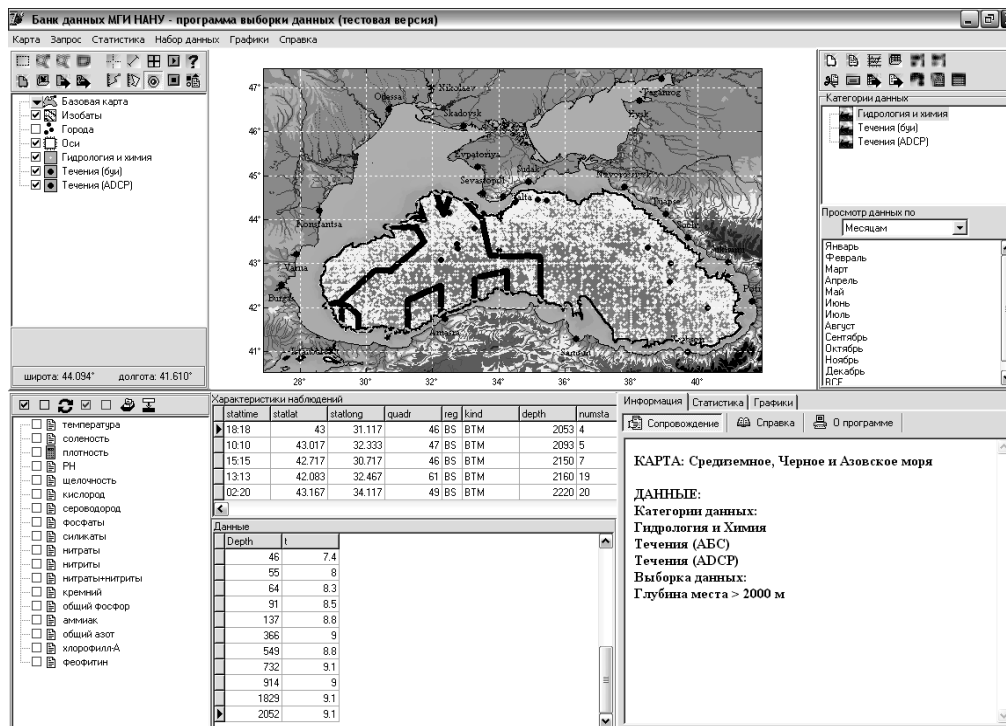


Рисунок 1.1.23. Результат выборки данных рейсовых наблюдений по гидрологии и течениям для районов моря, где глубина места более 2000 м.

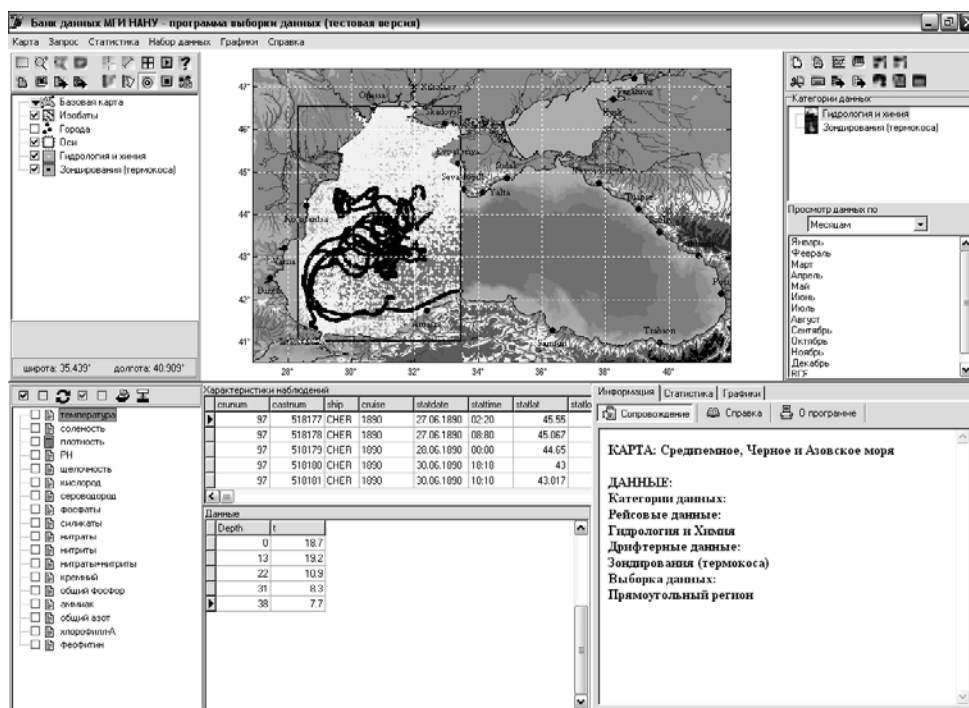


Рисунок 1.1.24. Результат выборки данных рейсовых наблюдений по гидрологии и химии и дрифтерных наблюдений профилей температуры.

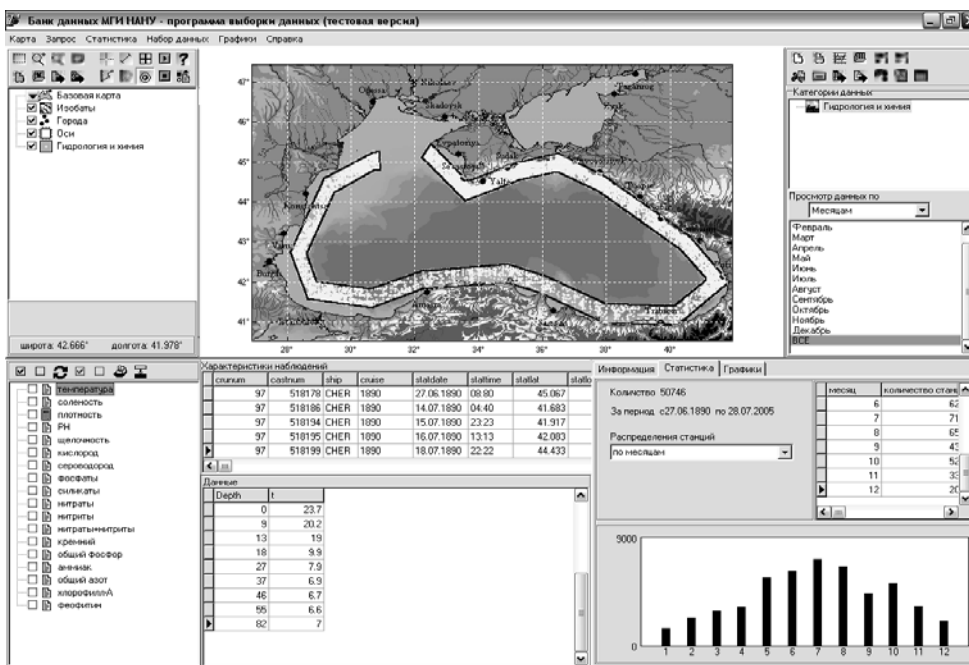
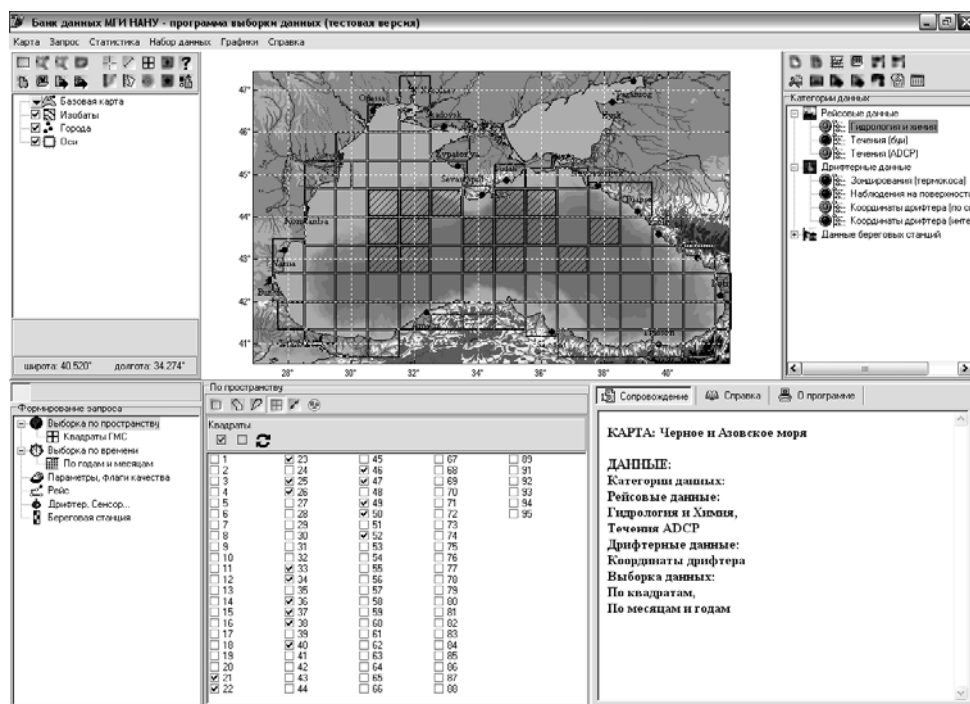
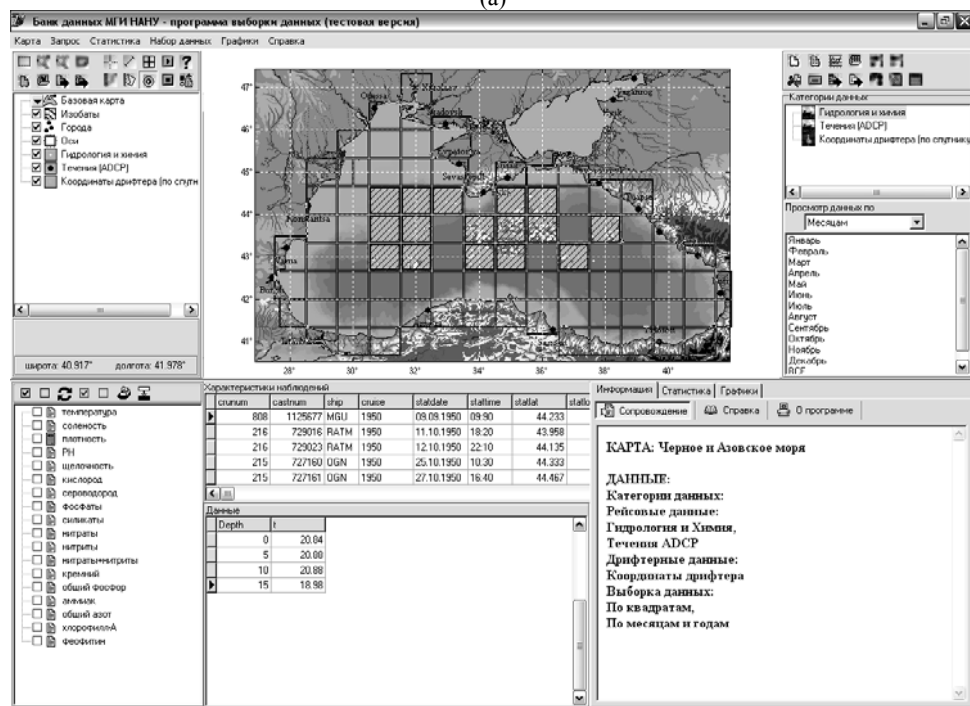


Рисунок 1.1.25. Выборка гидрологических данных вдоль заданной линии с заданной шириной коридора и диаграммой распределения количества станций по месяцам.



(а)



(б)

Рисунок 1.1.26. Примеры визуального формирования запроса (а) и результатов выборки (б) по квадратам с 1950 г. по настоящее время.

По каждой выборке предоставляется статистика – распределение количества наблюдений по годам, квадратам, месяцам, общее количество выбранных данных и период, соответствующий этой выборке.

Профили (временные ряды) отображаются как для текущего наблюдения (рис. 1.1.27), так и для всей выборки (рис. 1.1.28). Программа предоставляет ряд средств для работы с картой – масштабирование, автоматическое определение расстояний, координат, оценка глубины бассейна в текущей точке, наложение слоев, просмотр траектории движения при работе с выборками рейсов и дрейфтеров, построение изолиний, сохранение в графические файлы *.bmp, *.wmf, *.emf, *.jpg.

В программе предусмотрена возможность добавления большого количества вычисляемых параметров, которые так же, как и наблюдаемые величины, выбираются при формировании запроса.

Доступ к океанографической БД по сети Internet
(<http://www.ocean.nodc.org.ua/DataAccess.php>).

В настоящее время разработана первая версия программного обеспечения для организации доступа к отдельным наборам океанографических данных по сети Internet. Программное обеспечение состоит из двух основных модулей – модуля, обеспечивающего доступ к океанографической базе данных (ОБД), и интерфейса пользователя.

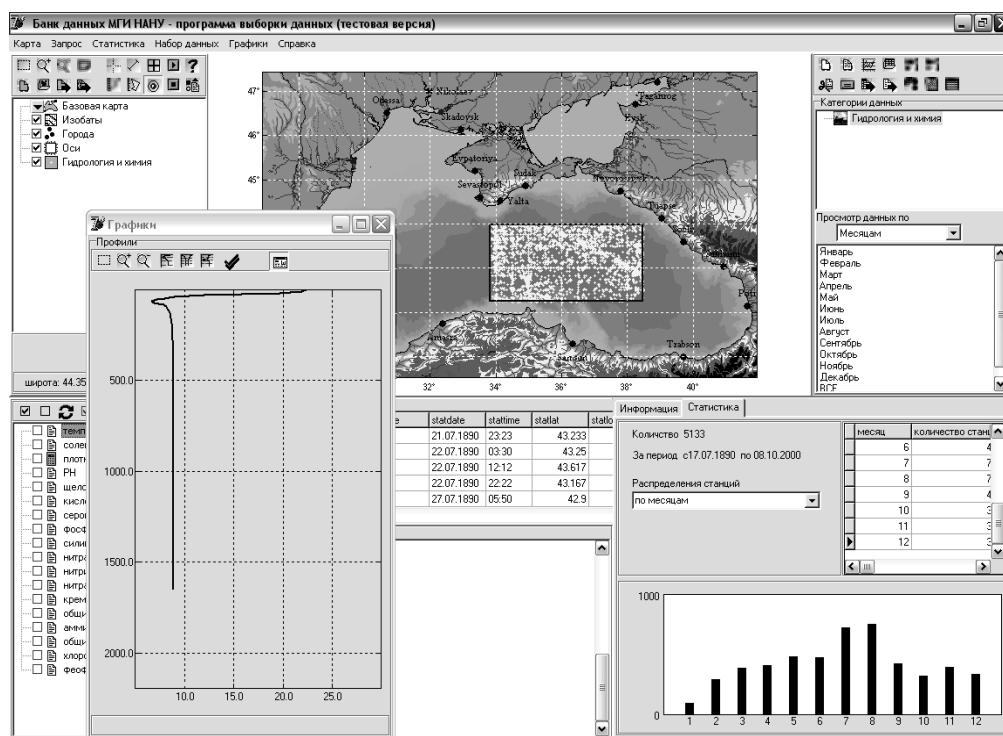


Рисунок 1.1.27. Пример выборки с отображением профиля для текущей станции.

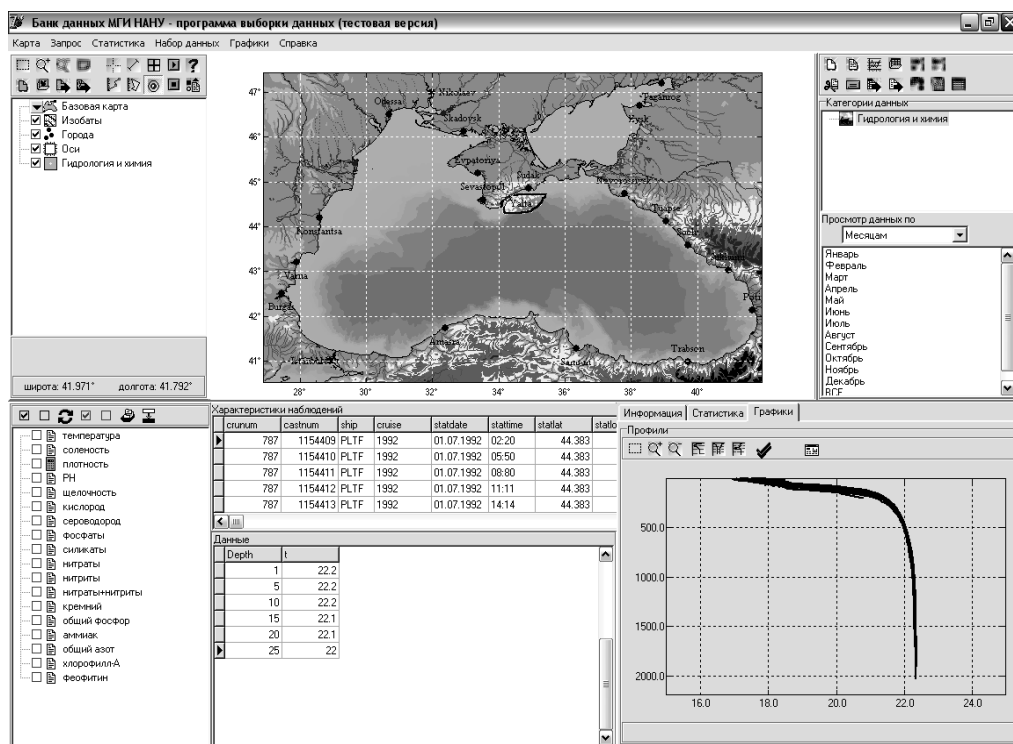


Рисунок 1.1.28. Набор данных с отображением всех профилей для выбранного параметра.

Модуль доступа к ОБД реализован на языке PHP. С его помощью выполняется подготовка и отправка запросов от пользовательского интерфейса к базе данных и возврат результатов запроса.

Пользовательский интерфейс представляет собой модуль, обеспечивающий выборку, визуализацию и экспорт данных. Этот компонент разработан с использованием Macromedia Flash. Метаданные отображаются в таблице и включают номер станции, дату и время, название рейса и координаты станции. В настоящее время реализована возможность просматривать данные по температуре, солёности и плотности морской воды. Пример представления результатов выборки по прямоугольному региону показан на рисунке 1.1.29.

Программное обеспечение позволяет выполнять экспорт выбранных данных в ODV формат и передачу результатов выборки на компьютер пользователя.

Доступ к атласу океанографических характеристик Чёрного моря (<http://ocean.nodc.org.ua/Main Atlas.php>).

В настоящее время организован доступ по сети Internet к 444 климатическим картам семи подразделов атласа: температура, солёность, плотность, теплосодержание, динамическая высота, положение нижней граница аэробных вод (НГ O₂-зоны), положение верхней границы сероводородной зоны (ВГ H₂S-зоны) (табл. 1.1.4). Web-страница доступа к картам атласа показана на рисунке 1.1.30.

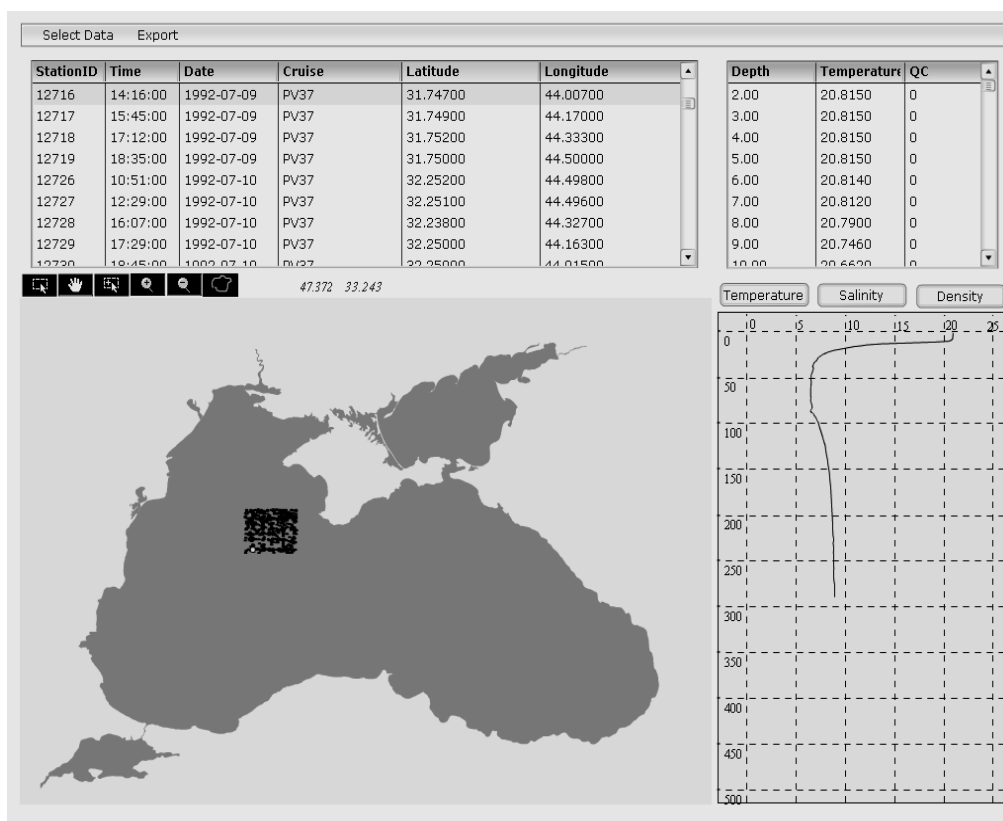


Рисунок 1.1.29. Пример вывода результатов выборки по прямоугольному региону.

Доступ к данным, поступающим в режиме реального времени.

Для доступа к данным, поступающим в режиме реального времени, разработан интерфейс (рис. 1.1.31), с помощью которого можно выбрать нужные параметры и интересующий временной интервал для просмотра соответствующих величин (<http://ocean.nodc.org.ua/Katsively.php>).

В качестве эксперимента Дунайская гидрометеорологическая обсерватория предоставила данные по стоку и уровню в устье Дуная (5.61° N, 28.287° E) за период с 1 декабря 2008 года по 26 мая 2009 года. Для визуализации данных разработан интерфейс, позволяющий отобразить график изменчивости выбранного параметра за указанный период (<http://ocean.nodc.org.ua/Danube.php>).

Начиная с 2009 года, отделом дистанционных методов исследования в режиме реального времени передаются в БОД МГИ и в настоящее время отображаются на сайте ГИС Черного моря данные по SST (температура поверхности воды), концентрации хлорофилла и Water leaving radiation (Излучение поверхности воды), получаемые со спутника MODIS-AQUA, Level-2. Для просмотра изображений необходимо выбрать параметр и дату. (<http://ocean.nodc.org.ua/satellite.php>).

Таблица 1.1.4. Список карт, к которым обеспечен доступ через Internet.

Подраздел	Карты (горизонты, м) значений	
	среднемесячных	среднегодовых
Температура	0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 150, 200, 250, 300	400, 500, 600, 800, 1000, 1200, 1500, 2000
Солёность	0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 150, 200, 250, 300	400, 500, 600, 800, 1000, 1200, 1500, 2000
Плотность	0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 150, 200, 250, 300	400, 500, 600, 800, 1000, 1200, 1500, 2000
Теплосодержание	0–100	
Динамическая высота	0–300	
НГ O ₂ -зоны	по десятилетиям и сезонам за период с 1920 по 2005 г.	
ВГ H ₂ S-зоны		



Рисунок 1.1.30. Интерфейс доступа к картам атласа.



Рисунок 1.1.31. Интерфейс доступа к данным ЭО МГИ НАН Украины.

Таким образом, работы, выполненные в рамках проекта «Стабильная экосистема» и ряде других национальных и международных проектов, позволили создать и начать эксплуатацию в тестовом режиме подсистемы обеспечения пользователей океанографической информацией ГИС Черного моря. Вместе с тем, предстоит еще значительная работа как по наращиванию функциональных возможностей, так и по предоставлению дополнительных сервисов пользователям, а также по созданию других подсистем ГИС Черного моря.

Список литературы

1. *Еремеев В.Н., Суворов А.М., Годин Е.А.* Разработка концепции национальной многоцелевой морской геоинформационной системы Украины // Системы контроля окружающей среды. Сборник научн. тр. / Отв. ред. В.А. Гайский. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 1998. – С. 118 – 121.

2. *Суворов А.М., Годин Е.А., Халиулин А.Х.* Разработка концепции интегрированной многоцелевой компьютерной геоэкологической системы зоны сопряжения суши и моря Азово-Черноморского бассейна // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа / Отв. ред. В.А. Иванов. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2001. – С. 134 – 139.
3. *Годин Е.А., Суворов А.М.* Морские информационные системы и технологии // Развитие наук и технологий в Морском гидрофизическом институте за 75 лет / Под общ. ред. В.Н. Еремеева. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2004. – С. 501 – 544.
4. *Valery Eremeev, Elena Andrushenko, Eugeny Godin, Andrey Ingerov, Elena Isaeva, Tatyana Kasyanenko, Alexey Khaliulin, Tatyana Plastun, Elena Zhuk.* Oceanographic data bank of Marine Hydrophysical Institute // Climate change in the Black Sea – Hypothesis, Observations, Trends, Scenarios and Mitigation strategy for the Ecosystem. 2nd Biannual and Black Sea Scene EC project joint conference. – 2008, Sofia, Bulgaria. Paper Abstracts. – P. 237.
5. *Valery Eremeev, Elena Andrushenko, Eugeny Godin, Andrey Ingerov, Elena Isaeva, Tatyana Kasyanenko, Alexey Khaliulin, Tatyana Plastun, Elena Zhuk.* The oceanographic data bank of the Marine Hydrophysical Institute // Marine Data and Information Systems IMDIS-2008. Book of Abstracts. – P. 66.
6. *Alexey Khaliulin, Ludmila Galkovskaya, Andrey Ingerov, Alexander Konoplyannikov, Elena Zhuk.* Software providing remote data access using web technologies // Marine Data and Information Systems IMDIS-2008. Book of Abstracts. – P. 192.
7. *Халиулин А.Х., Годин Е.А., Ингеров А.В., Жук Е.В., Андрющенко Е.Г., Пластун Т.В.* БОД МГИ: Развитие методов и средств ведения баз данных // Системы контроля окружающей среды – Севастополь, 2007. – С. 83 – 87.

1.2. ПРОГРАММНОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ ДЛЯ МОРСКИХ ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Анализ вопросов в области океанографии и экологии Черного моря часто требует привлечения дополнительной информации, необходимой для выяснения условий, в которых развивались процессы в морской среде. Это информация о рельефе дна, о расположении и расходах воды впадающих в море рек, о ветровых полях, данные гидрометеорологических наблюдений на станциях и т.д. Получившие широкое распространение геоинформационные системы (ГИС) позволяют осуществлять поиск и представление разнородной информации для комплексного анализа в различных областях. Однако ГИС, в их классическом виде, ограничены представлением информации предварительно загруженной в систему. Другим инструментом являются информационно-аналитические системы, которые включают в себя не только информацию, но и инструменты для анализа этой информации или ее использования в различных расчетах и моделях. Такие системы активно развивались в последние годы в рамках национальных и международных проектах в Морском гидрофизическом институте НАН Украины.

Геоинформационная система «Гидрометеорология Черного и Азовского морей».

Для Гидрометслужбы Украины была создана ГИС "Гидрометеорология Черного и Азовского морей" с целью обеспечения быстрого поиска и визуального представления архивной гидрометеорологической информации. Система состоит из банка данных и программной оболочки для работы с информацией широкого пользователя. Система не использует готовые ГИС-продукты и представляет собой самостоятельную разработку, выполненную с учетом специфики предметной области.

Основные источники информации, включенные в ГИС – данные наблюдений на 64 морских и устьевых гидрометеорологических станциях и постах, данные океанографических съемок и архивные синоптические карты. В список представляемых параметров входят: температура и соленость воды, температура и влажность воздуха, атмосферное давление, направление и скорость ветра, облачность, осадки, уровень моря, волнение, морские течения. Период наблюдений колеблется от 10 до 100 лет в зависимости от местоположения. ГИС обеспечивает доступ к данным с различной степенью статистической обработки: первичные, среднесуточные, среднemesячные, среднегодовые, климатические.

В качестве картографической основы использовались навигационные карты масштаба 1:500 000, для отдельных районов с большой изрезанностью береговой линии применялись более подробные карты и планы. На карту можно накладывать такие географические слои как: рельеф суши и морского дна, границы стран, экономических зон и территориальных вод на море, названия населенных пунктов, рек, заливов, мысов, лиманов и других географических объектов. Предусмотрены возможности увеличения выбранного участка карты,

измерения расстояний между точками, вычисления текущего масштаба и географических координат курсора. Предоставляется возможность поиска и выделения на карте любого из 850 географических объектов побережья, занесенных в информационную систему. На карту можно нанести схему расположения гидрометеорологической сети на побережье и в устьях рек, выбрать станцию и получить справочную информацию о составе наблюдений, количестве информации в базе данных, физико-географическое описание, историю станции.

Одна из основных функций данной ГИС – визуальное представление временных рядов гидрометеорологических элементов в фиксированных точках или на определенной площади, а также пространственных распределений (рис. 1.2.1). Это могут быть регулярные продолжительные наблюдения на береговых станциях, регулярные непродолжительные измерения в море на многосуточных станциях и автономных буйковых станциях (АБС), нерегулярные продолжительные наблюдения в «квадратах» моря во время проведения океанографических съемок и стандартных разрезов.

При просмотре временных рядов обеспечивается наложение графиков различных элементов или различных станций, изменение масштаба, наложение сезонного хода разных лет на один график, настройка вида графика, scrolling, редактирование исходных данных, экспорт данных в текстовые (ASCII) файлы. Непрерывный график многолетнего хода можно построить как для всего ряда, так и для отдельного месяца года. Для выбранных рядов автоматически рассчитываются основные статистические характеристики, повторяемость и обеспеченность. Пользователь может пересчитывать статистические характеристики, задавая различные периоды времени и градации, выявлять аномалии и опасные явления (рис. 1.2.2).

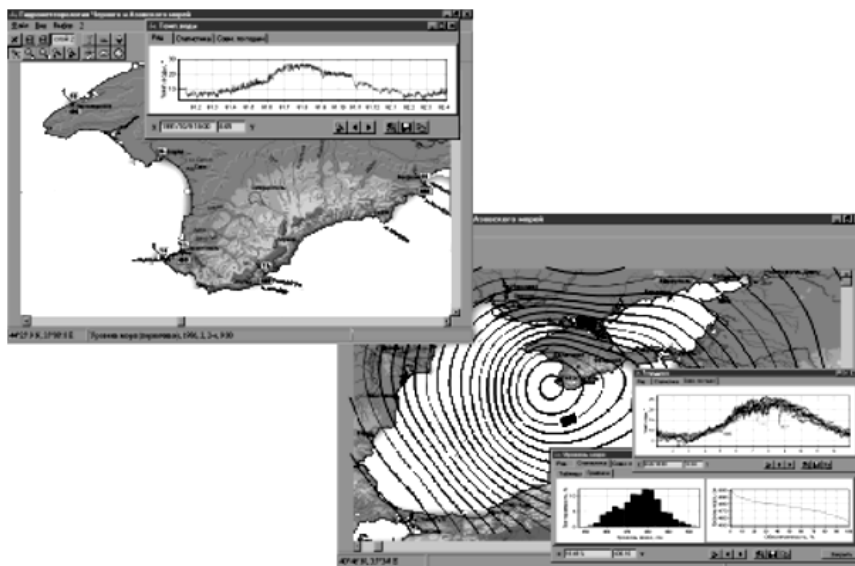


Рисунок 1.2.1. Представление различной гидрометеорологической информации в виде временных рядов и пространственных распределений.

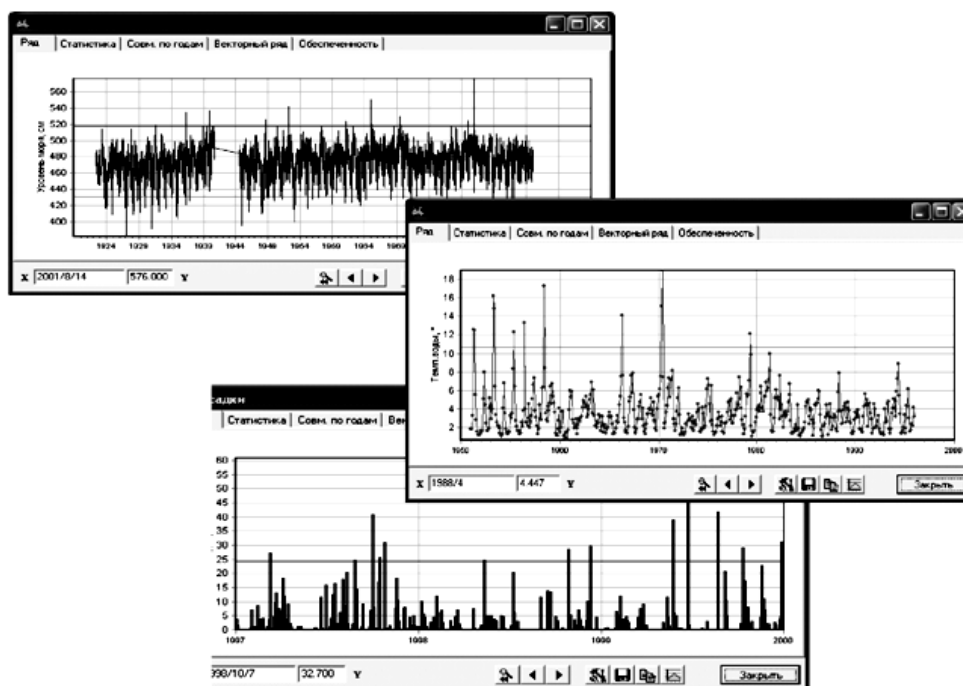


Рисунок 1.2.2. Расчет статистических характеристик, выявление аномалий и опасных явлений.

Пространственное распределение может быть представлено в цифровом виде, нанесенном на карту в определенных точках, изолиний (площадные съемки, синоптические карты, рис. 1.2.1), векторов (карты ветра, течений, волнения). Для комплексного анализа гидрометеорологических полей предусмотрена возможность применения одного из основных принципов ГИС-технологий – работу со слоями.

Одна из задач ГИС – работа с океанографическим банком данных. Выбор и просмотр океанографических съемок осуществляется посредством выбора в списках рейсов научно-исследовательских судов, отсортированных либо в хронологическом порядке, либо по названиям судов и номерам рейсов. Также реализована выборка океанографических станций и рейсов, отвечающих заданным критериям времени и координат. Предусмотрено выделение различных рейсов различными цветами и символами, построение маршрута судна и средней скорости судна между гидрологическими станциями, выбор на экране отдельных станций и просмотр вертикальных профилей океанографических элементов: температуры, солёности, плотности, скорости звука, частоты Вьяйсяля-Брента, вертикальных градиентов, TS-кривых и т.д.

Для удобства поиска и выбора необходимых материалов ГИС предлагает информацию о наличии ее в банке данных в виде системы меню, которое может быть отсортировано в различной последовательности. Такой подход позволяет упростить формулирование сложных запросов для поиска информации различного типа, хранящейся в различных базах данных. Так, пользователя может интересовать скорость ветра в конкретный день, независимо от того,

была ли она измерена на береговой станции, на судне или рассчитана по синоптической карте. В другом случае пользователя могут интересовать все срочные ряды температуры воды в летние месяцы для изучения сгонных явлений и сравнить их с климатическими значениями. Разработанная в данной ГИС система меню позволяет реализовывать подобные задачи без какого-либо специального языка запросов, часто используемых в работе с системами универсальных баз данных (СУБД).

Информационная система о верхней границе сероводородной зоны в Черном море.

Отличительной особенностью Черного моря является наличие относительно тонкого верхнего кислородного слоя толщиной 100 – 150 м и нижележащего мощного сероводородного слоя, достигающего дна. Анаэробный слой составляет около 80% объема вод Черного моря, в нем отсутствуют живые организмы за исключением некоторых видов бактерий. Хотя предположения о возможном поднятии границы сероводородной зоны к поверхности моря носят дискуссионный характер, уменьшение глубины исчезновения кислорода и появления сероводорода показано при анализе имеющихся результатов многолетних наблюдений [1]. В любом случае, подъем границы анаэробных вод ведет к катастрофическим последствиям для экосистемы Черного моря, что определяет как научную, так и практическую значимость информационной системы о верхней границе сероводородной зоны в Черном море.

Для исследований динамики анаэробной зоны в Черном море необходимо принимать во внимание не только изменения концентрации сероводорода на определенных глубинах, но также пространственную и временную изменчивость положения границы этого слоя. Предыдущие оценки динамики верхней границы сероводородного слоя большей частью основывались на ограниченном наборе данных. Благодаря последним международным проектам, таким как MEDAR/MEDATLAS II, массив данных наблюдений за кислородом и сероводородом был значительно увеличен, что позволяет делать более надежные оценки.

Информационная система для исследования верхней границы сероводородной зоны была разработана в МГИ НАН Украины. Основные задачи информационной системы:

- сбор и хранение доступной информации о O_2 и H_2S -зонах;
- контроль качества данных;
- создание специализированных баз данных по H_2S и O_2 ;
- создание цифровых карт и атласов.

Глубины верхней границы H_2S -слоя и нижней границы кислородной зоны определялась путем аппроксимации исходных профилей полиномами 5-й степени с помощью метода наименьших квадратов и последующей экстраполяции до заданной концентрации. Глубина с концентрацией $0,05 \text{ ml/l} \pm 0.005$ принималась за верхнюю границу H_2S -слоя, концентрация $0.1 \text{ ml/l} \pm 0.05$ считалась нижней границей аэробных вод [2].

Данные были осреднены по десятилетним периодам и по сезонам за весь период наблюдений. Значения границ слоев с отклонениями более 3σ были

отфильтрованы. Для построения карт использовались средние значения, рассчитанные в квадратах 40'×60'.

Цифровой атлас границ аэробной и сероводородной зон (пример карты на рис. 1.2.3) состоит из трех частей:

- положение верхней границы H_2S -зоны;
- положение нижней границы кислородной зоны;
- глубина изопикны $\sigma = 16.20$.

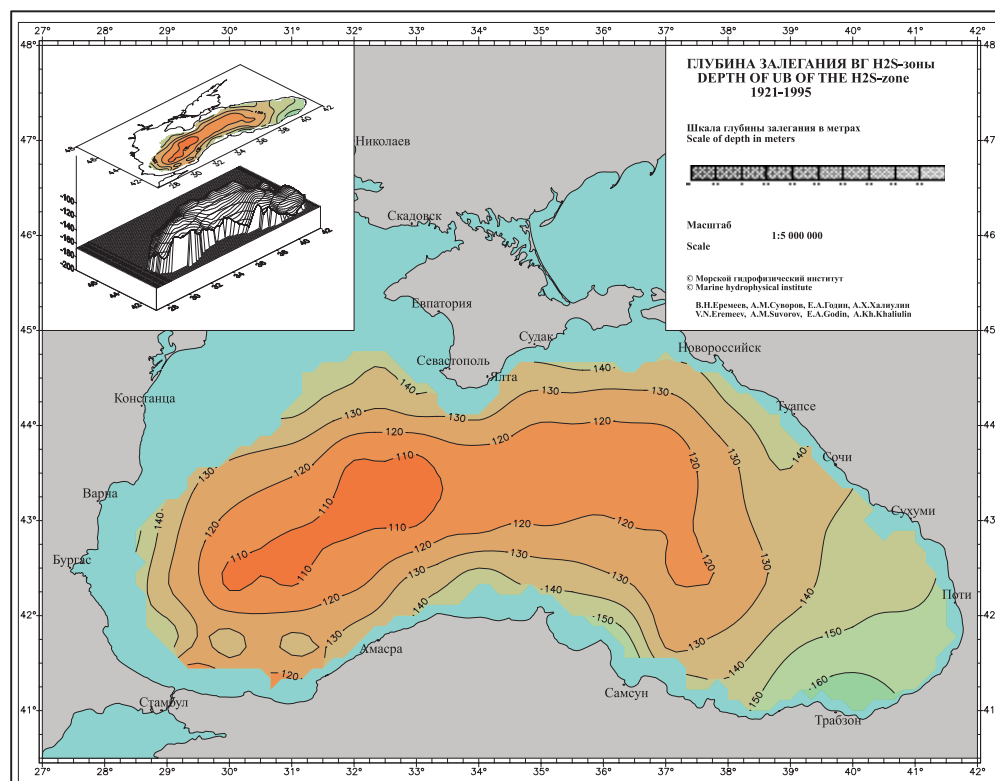


Рисунок 1.2.3. Глубина верхней границы сероводородной зоны в Черном море за период 1921 – 1995 гг.

Данная информационная система позволяет выявить долговременные тенденции изменения положения границы анаэробных вод. На рисунке 1.2.4 изображен временной ход средней глубины верхней границы сероводородной зоны. Размах колебаний составляет 24 м от начала 1940-х до конца 1980-х гг., скорость уменьшения глубины верхней границы H_2S -зоны была максимальной в 1980 – 1990 гг. Дальнейшие изменения в положении этой границы определялись совместным влиянием результатов антропогенной эвтрофикации и изменения локального климата [1].

Программное обеспечение для моделирования химической структуры вод морских бассейнов.

Черное море является природной лабораторией для исследования аэробных и анаэробных биогеохимических процессов. Оно также

репрезентативно для изучения реакции морских бассейнов на изменения климата и антропогенной эвтрофикации. Несколько работ было посвящено численному моделированию процессов, определяющих биогеохимическую структуру аэробного/анаэробного слоя в Черном море [3, 4]. Все они были ограничены переходным слоем и не рассматривали общий окислительно-восстановительный баланс.

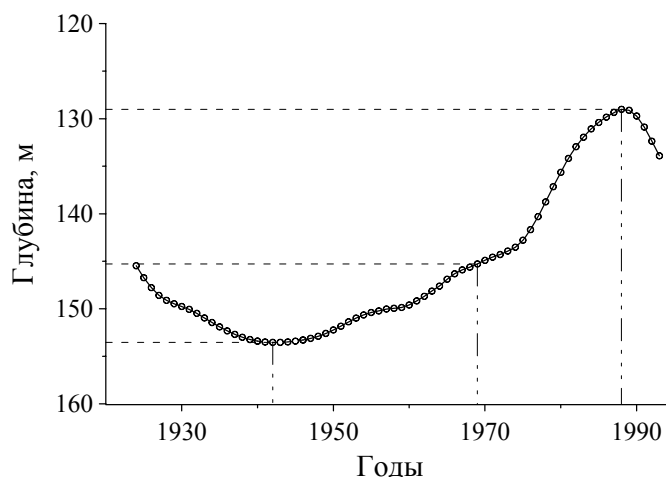


Рисунок 1.2.4. Временной ход средней глубины верхней границы сероводородной зоны в Черном море за период 1924 – 1995 гг. (штриховые линии представляют минимальное значение 129 м в 1988 г., максимальное значение 153 м в 1942 г. и среднее – 145 м в 1970 г.).

Для создания более полной модели [5] были учтены предыдущие достижения в моделировании физических процессов обмена и биогеохимических процессов [3, 4], рассматривалась практически вся толща вод – от ядра холодного промежуточного слоя (ХПС) до дна. Модель включает параметризацию основных биогеохимических процессов для 16 компонент, включая взвешенный и растворенный азот, нитраты, нитриты, аммоний, серу, сульфиды, взвешенные и растворенные формы марганца и железа. Биогеохимические процессы были стехиометрически согласованы, скорости процессов были ограничены концентрациями реагентов, бюджет каждого компонента был замкнут. Это позволило численно воспроизвести биогеохимическую структуру Черного моря и исследовать вклад отдельных процессов в общее распределение и окислительно-восстановительный баланс.

Для реализации модели, проведения численных экспериментов и анализа результатов была создана программная оболочка (рис. 1.2.5), которая использовалась также и для расчетов биогеохимической структуры вод впадины Кариак в Карибском море.

Численные эксперименты показывают, что наблюдаемое уменьшение концентрации кислорода в ХПС Черного моря от ~300 μM в 1993 до ~200 μM в 2001 г. может объяснить наблюдаемые изменения в структуре оксиклина и положении верхней границы субкислородной зоны в этот период (рис. 1.2.6а). Двукратное увеличение потока органического вещества на верхней границе

приводит к изменениям биогеохимической структуры вод Черного моря (рис. 1.2.6б), подобные тем, что наблюдались в 1980-х гг. Увеличение потока органического вещества приводит к поднятию границы субкислородной зоны и увеличению максимального содержания нитратов. В случае продолжительного отсутствия нижнего босфорского течения, субкислородная зона исчезает (рис. 1.2.6в). Граница сероводородной зоны поднимается вверх, достигая оксиклина, и формирует новую биогеохимическую структуру, подобную тем аэробным/анаэробным системам, где субкислородная зона отсутствует. Данная модель подтверждает, что существование субкислородной зоны в Черном море и в других аэробных/анаэробных системах возможно благодаря интрузии вод, обогащенных кислородом.

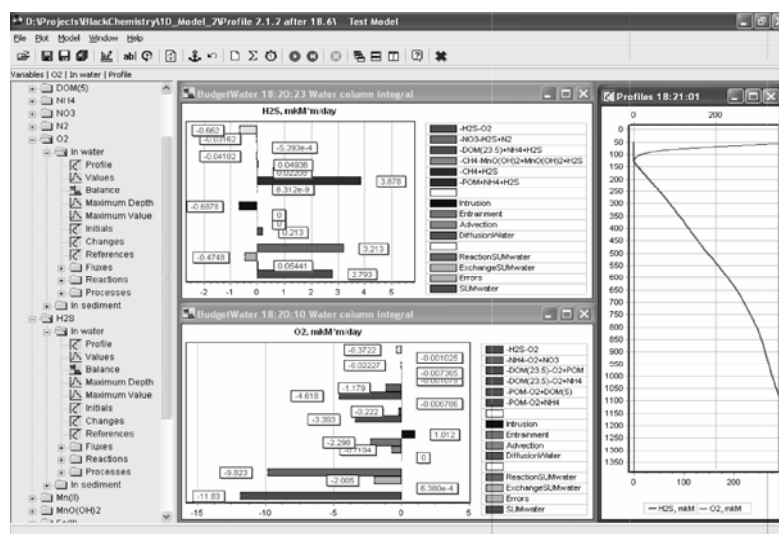


Рисунок 1.2.5. Пример интерфейса модели вертикальной биогеохимической структуры морского бассейна для компонент O_2 и H_2S в Черном море.

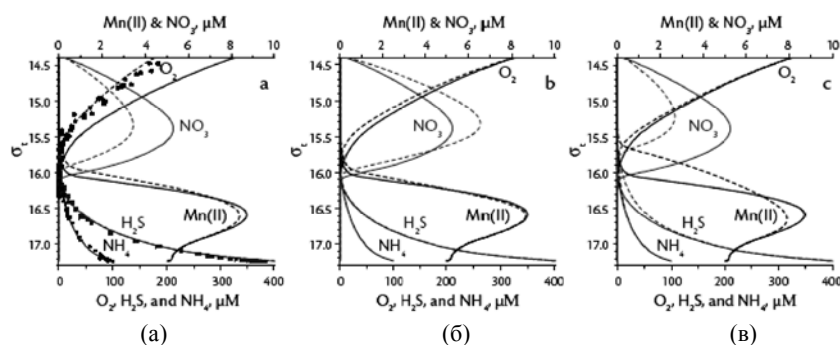


Рисунок 1.2.6. Рассчитанные по модели изменения биогеохимической структуры (штриховые линии) и начальные профили (сплошные кривые): (а) вследствие климатических изменений концентрации кислорода в ХПС; (б) при двукратном увеличении потока органического вещества; (в) при отсутствии кислорода в Босфорском потоке.

Еще одним примером гидрохимической модели служит модель для расчета солевого баланса и солевого состава Аральского моря (рис. 1.2.7) с учетом процессов гидратации и седиментации, которая может использоваться для анализа догопериодных изменений в солевом составе любого морского бассейна, а также отдельных заливов и лиманов с ограниченным водообменом.

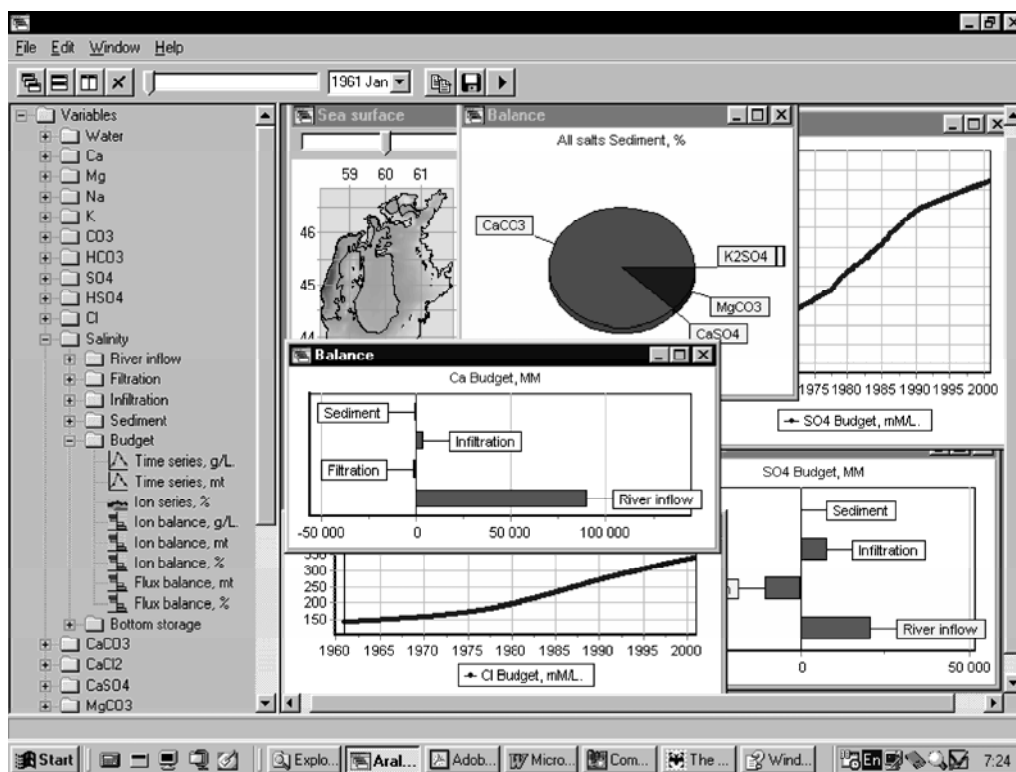


Рисунок 1.2.7. Пример интерфейса гидрохимической модели солевого состава морской системы (на примере Аральского моря).

Информационная система для моделирования цунами в Черном море.

Цунами в Черном море – достаточно редкое явление. За последние 100 лет оно наблюдалось 9 раз. Это явление может произойти в любом месте побережья, оно вызывается подводными землетрясениями, но некоторые из них связаны с землетрясениями на суше. Из исторических описаний следует, что цунами в Сухуми (20 г. н.э.), Херсонесе (Севастополе) (103 г.), Варне (543 г.), Босфоре (557 г.), Евпатории (1341 г.), Форосе (1427 г.), на севере Турции (1598 г.) были катастрофическими, высота подъема уровня достигала 2–3 м (рис. 1.2.8), что приводило к большим наводнениям и разрушениям.

Исследовать характеристики цунами по инструментальным записям без специального компьютерного анализа достаточно сложно, т.к. колебания уровня моря имеют неоднородную структуру, в частности, обусловленную распространением волновых пакетов. Была создана специальная

информационная система, которая осуществляет оцифровку мареограмм, оценку частотных спектров, выборку энергонесущих колебаний и расчеты времени распространения и продолжительности цунами для различных пунктов побережья (рис. 1.2.9).

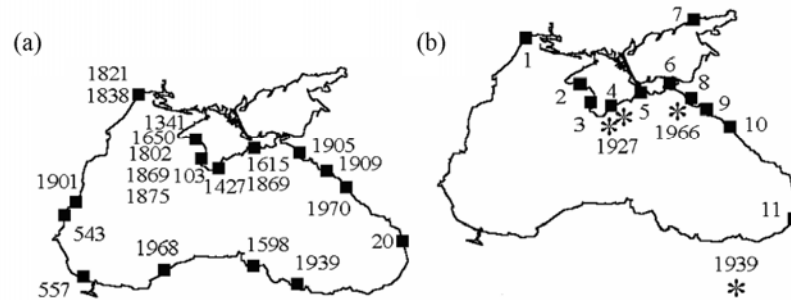


Рисунок 1.2.8. (а) Районы (■) и годы событий цунами в Черном море по историческим описаниям. (б) Эпицентры землетрясений, вызывавших цунами (*) и пункты, где были произведены инструментальные записи цунами (■).

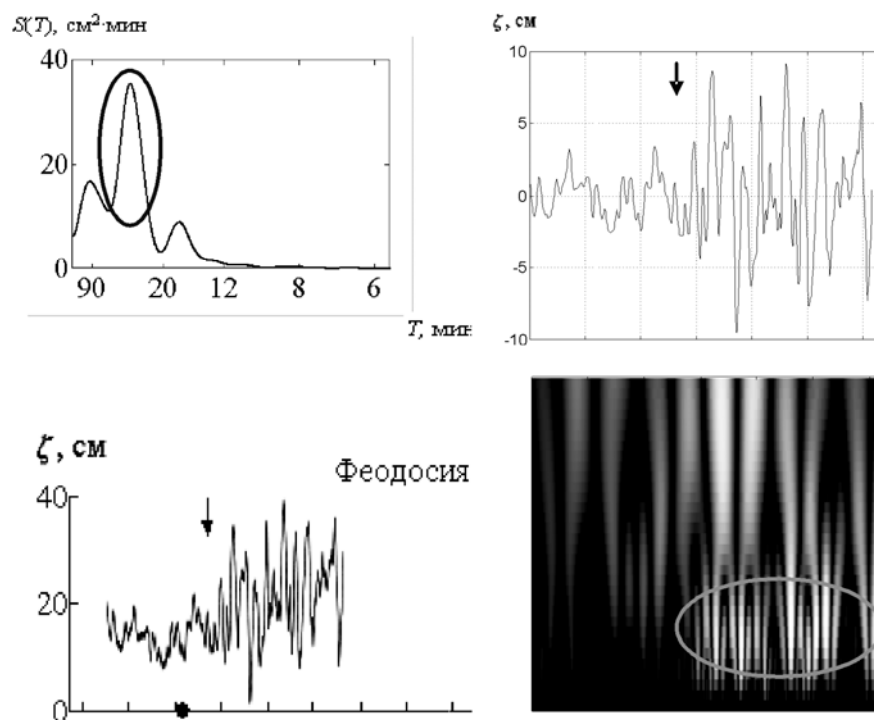


Рисунок 1.2.9. Пример обработки мареограммы и выделения явления цунами для уровня поста Феодосия.

Важной задачей является расчет распространения цунами. С помощью двумерной длинноволновой модели [6] с параметрами из [7, 8] были получены высоты цунами в 0.3, 1.2 и 3.6 м в ближайших точках побережья от центров

подводных землетрясений вблизи Крыма с магнитудами $M = 6.5, 7.0, 7.5$ соответственно. Другими словами, существует реальная опасность для Крымского побережья при магнитуде землетрясения > 7 . Оценки времени распространения цунами через Черное море в меридиональном и широтном направлении показывают, что уже через 5 – 10 мин. произойдет опасный подъем уровня моря в ближайшем от эпицентра пункте побережья (рис. 1.2.10).

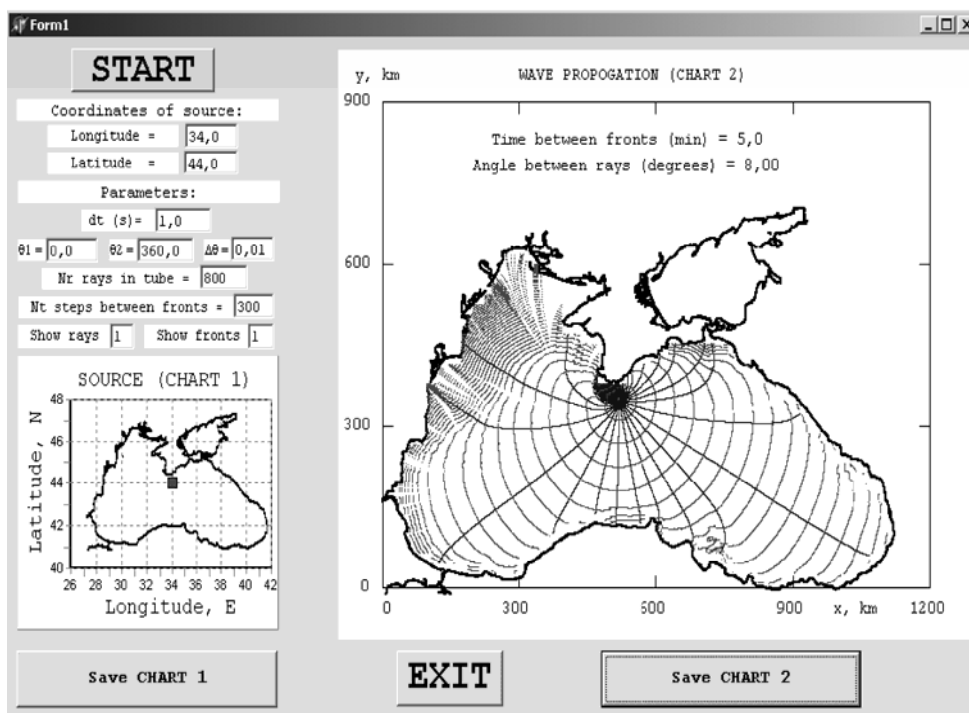


Рисунок 1.2.10. Пример расчета распространения цунами при подводном землетрясении у Крымского побережья.

Список литературы

1. Еремеев В.Н., Коновалов С.К. К вопросу о формировании бюджета и закономерностях распределения кислорода и сероводорода в водах Черного моря. Морской Экологический Журнал, 2006, No3, 5-30.
2. Novoselov A.A. The problem of determination of the oxic/anoxic interface in the Black Sea. / In Complex Oceanographic Research of the Black Sea, Utrecht, 1992. – P. 97 – 101.
3. Yakushev E.V. Mathematical modeling of oxygen, nitrogen, sulfur and manganese cycling in the Black Sea. / in: NATO TU-Black Sea Project Ecosystem Modeling as a Management Tool for the Black Sea, Symposium On Scientific Results, L. Ivanov and T. Oguz, eds., NATO ASI Series 2/47, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 1998 – P. 373 – 384.

4. *Oguz T., Murray J.W. and Callahan A.E.* Modeling redox cycling across the suboxic-anoxic interface zone in the Black Sea. // *Deep-Sea Research I.* – 2001 – Vol. 48. – P. 761 - 787.
5. *Konovalov S.K., Luther G.W., Friederich G.E., Nuzzio D.B., Tebo B.M., Murray J.W., Oguz T., Glazer B., Trouwborst R.E., Clement B., Murray K.J. and Romanov A.S.* Lateral injection of oxygen with the Bosphorus plume fingers of oxidizing potential in the Black Sea. // *Limnology and Oceanography.* – 2003. – Vol. 48. – P. 2369 - 2376.
6. *Доценко С.Ф.* Оценки волн цунами вдоль южного берега Крыма. // *Морской гидрофизический журнал.* – 2005. – №.3. – С. 3 – 10.
7. *Пелиновский Е.Н.* Нелинейная динамика волн цунами. – Горький: Институт прикладной физики, 1982. – 226 с.
8. *Уломов В.И., Полякова Т.П., Шумилиа Л.С., Чернышева Г.В. и др.* Опыт картирования очагов землетрясений. – Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии, Вып. 1. – М.: ОИФЗ РАН, 1993. – С. 99 – 108.

1.3. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ВАРИАЦИОННОГО ПОДХОДА И РЕШЕНИЯ СОПРЯЖЕННОЙ ЗАДАЧИ ПРИ ИДЕНТИФИКАЦИИ ВХОДНЫХ ПАРАМЕТРОВ МОДЕЛИ ПЕРЕНОСА ПАССИВНОЙ ПРИМЕСИ В ЧЕРНОМ МОРЕ

При решении задач, связанных с всесторонним анализом состояния экосистемы Черного моря, её стабильности, необходима оценка возможных последствий распространения примесей различной природы. Для анализа полей концентрации необходимо использовать математическое моделирование для решения двух взаимосвязанных задач. Первая – построение или выбор оптимальной модели, которая будет учитывать природу поведения примеси в морской среде. Вторая задача связана с идентификацией входных параметров модели с использованием имеющихся данных измерений. Под входными параметрами модели понимаются её коэффициенты, поля скоростей и начальные данные.

Использование сопряженных уравнений и вариационных принципов при решении задач, связанных с моделированием динамики океана, в последнее время получили широкое распространение [1, 2]. Впервые сопряженные уравнения применялись для оценки «ценности» частиц при расчетах ядерных реакторов. В дальнейшем этот подход был развит Г.И. Марчуком и его учениками для решения ряда прикладных задач динамики атмосферы. Основы метода заложены в работе [3]. Исторически сложилось так, что сначала вариационный подход применялся для решения задач динамики атмосферы [4, 5], а в дальнейшем использовался для решения океанологических задач. В основе таких алгоритмов лежат решение сопряженной задачи и минимизация квадратичного функционала качества прогноза. Их важной особенностью является то, что сама модель выступает в роли пространственно-временного интерполянта [5], то есть получаемое решение согласованно не только с данными измерений, но и с самой моделью.

При численной реализации основной и сопряженной задач, встает проблема выбора тех или иных аппроксимаций уравнений и методов их решения. В приведенных ниже расчетах при интегрировании основной и сопряженной задач использовались TVD-аппроксимации [6], что позволило не только улучшить обусловленность решаемой задачи, но и увеличить скорость сходимости итерационного процесса [7 - 10]. Выбор итерационного параметра оптимальным образом оказывает существенное влияние на общее количество итераций, необходимых для достижения минимума квадратичного функционала качества прогноза. Такой функционал является выпуклым и минимум его единственный. Модель переноса пассивной примеси – линейная, поэтому использование её в качестве связей (ограничений) при минимизации выбранного функционала не меняет его выпуклости. Это позволяет осуществлять поиск входных параметров модели, при которых её решение наилучшим образом согласуется с имеющимися данными измерений.

Решение сопряженной задачи по своей сути является «функцией чувствительности» или «функцией влияния» [11], поэтому оно дает возможность оценивать влияние различных районов области интегрирования на поле концентрации интересующем нас районе. Часто при решении экологических задач необходимо следить не за самой концентрацией примеси, а за значениями некоторых функционалов в интересующем нас районе. В качестве таких интегральных характеристик выбирается средняя или суммарная концентрация какой-либо примеси в исследуемой области. Такие значения функционалов можно вычислять непосредственно по значениям концентрации в узлах расчетной сетки. При этом значения на конечный момент интегрирования ищутся путем решения модели переноса с заданными начальными данными и функциями источников загрязнения. Таким образом, задавая различные начальные данные и функции источников, мы получаем серию полей концентрации, для которых вычисляем необходимый функционал в указанной области. Для различных начальных данных и мощностей источников необходимо осуществлять новый пространственно-временной расчет. Среди таких расчетов можно выбрать наиболее оптимальный с точки зрения не превышения функционалом некоторых его допустимых значений. С другой стороны решение подобного рода задач может быть упрощено с использованием решения сопряженного уравнения. При этом в соответствии с [11], сопряженная задача решается один раз, и исследуемое значение функционала вычисляется без пространственно-временного счета при различных начальных полях и функциях источников.

Сопряженное уравнение для задачи переноса пассивной примеси.

Для реализации такого алгоритма в качестве модели переноса пассивной примеси в области D , $D_t = D \times [0, \bar{t}]$ рассмотрим уравнение:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + AC = f, \quad A = \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial z} - k \frac{\partial^2}{\partial z^2} - A_H \Delta \quad (1.3.1)$$

с краевыми условиями:

$$\Gamma: \frac{\partial C}{\partial n} = 0 \quad (1.3.2)$$

и начальными данными:

$$t = 0: C = C_0, \quad (1.3.3)$$

где C – концентрация примеси;

f – функция источников;

C_0 – начальное поле концентрации;

k – вертикальный коэффициент турбулентной диффузии;

A_H – горизонтальный коэффициент турбулентной диффузии;

n – нормаль к границе Γ (области интегрирования D);

$$\Delta = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} - \text{оператор Лапласа.}$$

Задача (1.3.1) решается в области интегрирования D , на временном интервале $[0, \bar{t}]$.

В соответствии с [11] поставим сопряженную задачу:

$$-\frac{\partial C^*}{\partial t} + A^* C^* = p, \quad A^* = -\frac{\partial U}{\partial x} - \frac{\partial V}{\partial y} - \frac{\partial W}{\partial z} - k \frac{\partial^2}{\partial z^2} - A_H \Delta \quad (1.3.4)$$

с краевыми условиями:

$$\Gamma: \frac{\partial C^*}{\partial n} = 0 \quad (1.3.5)$$

и начальными данными:

$$t = 0: C^* = h, \quad (1.3.6)$$

где p и h пока не определены, а оператор уравнения (1.3.4) является формально сопряженным к оператору уравнения (1.3.1).

Помножим скалярно (1.3.1) на C^* (пока произвольную функцию):

$$\left(\frac{\partial C}{\partial t} + AC - f, C^* \right)_{D_t} = 0 \quad (1.3.7)$$

где скалярное произведение определяется следующим образом:

$$(C, C^*)_{D_t} = \int_0^{\bar{t}} (C, C^*)_D dt = \int_0^{\bar{t}} \int_D C \cdot C^* dD dt \quad (1.3.8)$$

Пусть область интегрирования:

$$D = [x_1(y, z), x_2(y, z)] \times [y_1(x, z), y_2(x, z)] \times [0, H(x, y)], \quad (1.3.9)$$

тогда введем обозначение:

$$\Gamma_{yz} = [y_1(x, z), y_2(x, z)] \times [0, H(x, y)], \quad (1.3.10)$$

$$\Gamma_{yzt} = \Gamma_{yz} \times [0, \bar{t}], \quad (1.3.11)$$

$$\Gamma_{xz} = [x_1(y, z), x_2(y, z)] \times [0, H(x, y)], \quad (1.3.12)$$

$$\Gamma_{xzt} = \Gamma_{xz} \times [0, \bar{t}], \quad (1.3.13)$$

$$\Gamma_{xy} = [x_1(y, z), x_2(y, z)] \times [y_1(x, z), y_2(x, z)], \quad (1.3.14)$$

$$\Gamma_{xyt} = \Gamma_{xy} \times [0, \bar{t}], \quad (1.3.15)$$

где $H(x, y)$ – рельеф дна исследуемого бассейна.

В (1.3.8) произведем интегрирование по частям:

$$\begin{aligned} & \left(-\frac{\partial C^*}{\partial t} + A^* C^*, C \right)_{D_t} + (C, C^*)_{D_t} \Big|_0^{\bar{t}} - \left(k \frac{\partial C}{\partial z}, C^* \right)_{\Gamma_{xyt}} \Big|_0^H + \\ & + \left(kC, \frac{\partial C^*}{\partial z} \right)_{\Gamma_{xyt}} \Big|_0^H - \left(A_H \frac{\partial C}{\partial x}, C^* \right)_{\Gamma_{yzt}} \Big|_{x_1}^{x_2} + \left(A_H C, \frac{\partial C^*}{\partial x} \right)_{\Gamma_{yzt}} \Big|_{x_1}^{x_2} - \\ & - \left(A_H \frac{\partial C}{\partial y}, C^* \right)_{\Gamma_{xzt}} \Big|_{y_1}^{y_2} + \left(A_H C, \frac{\partial C^*}{\partial y} \right)_{\Gamma_{xzt}} \Big|_{y_1}^{y_2} + \\ & + (UC, C^*)_{\Gamma_{yze}} \Big|_{x_1}^{x_2} + (VC, C^*)_{\Gamma_{xzt}} \Big|_{y_1}^{y_2} + (WC, C^*)_{\Gamma_{xyt}} \Big|_0^H - (f, C)_{D_t} = 0 \end{aligned} \quad (1.3.16)$$

Учитывая (1.3.2) выбираем C^* , как решение (1.3.4)–(1.3.6), при условии выполнения уравнения неразрывности в D . Кроме этого для U, V, W выполняются условия твердой крышки на поверхности моря и непротекания на соответствующих участках границ. Тогда (1.3.16) преобразуется к следующему виду:

$$\int_{D_t} p \cdot C dD_t + \int_D h \cdot C_t dD = \int_{D_t} f \cdot C^* dD_t + \int_D C_0 \cdot C_0^* dD. \quad (1.3.17)$$

В случае отсутствия источников загрязнения имеем:

$$\int_{D_t} p \cdot C dD_t + \int_D h \cdot C_t dD = \int_D C_0 \cdot C_0^* dD. \quad (1.3.18)$$

Если в качестве функционала задачи берется суммарная концентрация примеси в области Ω на конечный момент времени:

$$I = \int_{\Omega} C_t d\Omega, \quad (1.3.19)$$

то выбираем:

$$p = 0 \text{ и } h = \begin{cases} 1 & \text{в } \Omega \\ 0 & \text{вне } \Omega \end{cases}. \quad (1.3.20)$$

Из (1.3.18) имеем:

$$\int_{\Omega} C_{\bar{t}} d\Omega = \int_D C_0 \cdot C_0^* dD. \quad (1.3.21)$$

Решение сопряженной задачи (1.3.4)-(1.3.6) с условием (1.3.20) является весовой функцией в (1.3.21) при начальных данных. Решив один раз сопряженную задачу, задавая различные C_0 можно по формуле (1.3.21) сразу вычислять значения функционала (1.3.19) в интересующей нас области. То есть по C_0^* можно судить какие области D оказывают наибольшее влияние на формирование полей в Ω .

Вариационный метод идентификации параметров модели переноса пассивной примеси.

Аппарат сопряженных уравнений используется и в вариационном алгоритме идентификации входных параметров модели переноса пассивной примеси. Такими параметрами могут быть коэффициенты, входящие в уравнения, и краевые условия, начальные данные. Пусть A – оператор уравнения, описывающего тот или иной физический процесс, тогда запишем в общем виде модель этого процесса:

$$\begin{aligned} \frac{\partial C}{\partial t} + A(L)C &= f \\ C|_{\Gamma} &= 0 \\ t = 0 : C &= C_0 \end{aligned} \quad (1.3.22)$$

Задача решается в некоторой области D на временном интервале $[0, \bar{t}]$;

Γ – граница области интегрирования D ;

f – некоторая функция источников;

A – оператор, который, например, в случае модели переноса включает в себя адвективные члены и члены, параметризующие турбулентную диффузию;

L – вектор входных параметров модели.

Пусть в некоторые моменты времени t_i мы имеем данные измерений величины $C_{изм}$, тогда задача идентификации параметров модели эквивалентна минимизации следующего функционала качества прогноза:

$$I_0 = \frac{1}{2} (C - C_{изм}, C - C_{изм})_{Dt} \quad (1.3.23)$$

где $(C, C^*)_{Dt} = \int_0^t \int_D C \cdot C^* dD dt$ – скалярное произведение.

Минимизация (1.3.23) при ограничениях (1.3.22) эквивалентна минимизации функционала следующего вида:

$$I = I_0 + \left(\frac{\partial C}{\partial t} + A(L)C - f, C^* \right)_{Dt} + (C, C^*)_{\Gamma t} + (C - C_0, C^*)_D \Big|_0 \quad (1.3.24)$$

Запишем вариацию функционала (1.3.24):

$$\begin{aligned} \delta I = \delta I_0 + \left(\frac{\partial \delta C}{\partial t} + A(L)\delta C + \delta A(L)C - \delta f, C^* \right)_{Dt} + \\ + (\delta C, C^*)_{\Gamma t} + (\delta C - \delta C_0, C^*)_D \Big|_0 \end{aligned} \quad (1.3.25)$$

Интегрируем (1.3.24) по частям с учетом краевых условий и выбираем C^* как решение следующей сопряженной задачи:

$$\begin{aligned} -\frac{\partial C^*}{\partial t} + A^*(L)C^* &= (C_{изм} - C) \\ C^* \Big|_{\Gamma} &= 0 \\ t = \bar{t} : C^* &= 0 \end{aligned} \quad (1.3.26)$$

где A^* – формально сопряженный оператор к оператору A .
Получаем:

$$\delta I = (\delta A(L)C, C^*)_{Dt} + (\delta f, C^*)_{\Gamma t} + (\delta C, C^*)_D \Big|_0 \quad (1.3.27)$$

Здесь первый член отвечает за вариации входных параметров модели, второй за вариацию функции источников, а третий за вариацию начальных данных. Например, в случае идентификации последних имеем следующий итерационный процесс для поиска C_0 :

$$C_0^{n+1} = C_0^n + \tau \nabla_{C_0} I = C_0^n + \tau C^* \quad (1.3.28)$$

где τ – некоторый итерационный параметр, который может задаваться следующим образом:

$$\tau = \frac{(\delta C, C - C_{изм})_{Dt}}{(\delta C, \delta C)} \quad (1.3.29)$$

где δC – решение следующей задачи в вариациях:

$$\begin{aligned}\frac{\partial \delta C}{\partial t} + A(L)\delta C &= 0 \\ \delta C|_r &= 0 \\ t = 0 : \delta C &= C^*\end{aligned}\tag{1.3.30}$$

Алгоритм идентификации состоит в следующем:

- решается основная задача (1.3.22);
- производится сравнение результатов расчетов с данными измерений, и вычисляются невязки прогноза;
- решается сопряженная задача (1.3.26)
- вычисляется градиент функционала качества прогноза;
- интегрируется задача в вариациях для определения итерационного параметра;
- осуществляется итерационный поиск идентифицируемого параметра.

Идентификация начальных полей в Черном море по данным измерений.

Расчеты по восстановлению начальных полей ^{137}Cs в Чёрном море. При численной реализации модели переноса пассивной примеси в Черном море использовались аппроксимации [12]. В отсутствии реальных полей течений в Чёрном море для конкретного периода использовались климатические поля, полученные по модели [13]. В качестве данных измерений использовалась радиоактивная обстановка Чёрного моря в мае – июне 1986 г. [14]. Для ^{137}Cs период полураспада составляет порядка 30 лет [15], что позволяет рассматривать этот трассер на временных масштабах (до одного года) как пассивную примесь. Интервал времени, на котором реализовывалась задача идентификации, составлял 40 суток.

В результате решения соответствующих сопряженных задач [16, 17] и учитывая время проведения измерений, нами были выделены группы экстремальных (по уровню концентрации ^{137}Cs) точек измерений и воспроизведены фрагменты соответствующих полей в зоне их влияния. На рисунках 1.3.1 и 1.3.3 представлены результаты расчётов эволюции поля концентрации ^{137}Cs и восстановления его начальных распределений (рис. 1.3.2 и 1.3.4). На этих рисунках значками в виде квадратов отмечены экстремальные значения концентраций в измеренном поле. Из рисунков 1.3.1 и 1.3.3 видно, что координаты этих измерений хорошо совпадают с экстремумами в моделируемых полях концентраций. Эти поля получены в результате пространственно-временной интерполяции, где в качестве интерполянта выступает сама модель переноса.

Идентификация полей кокколитофорид с учётом спутниковой информации. Специфика проведения спутниковых наблюдений для ряда спектральных диапазонов такова, что достаточно часто обширные морские акватории оказываются, из-за развитой облачности, вне зоны информационной досягаемости.

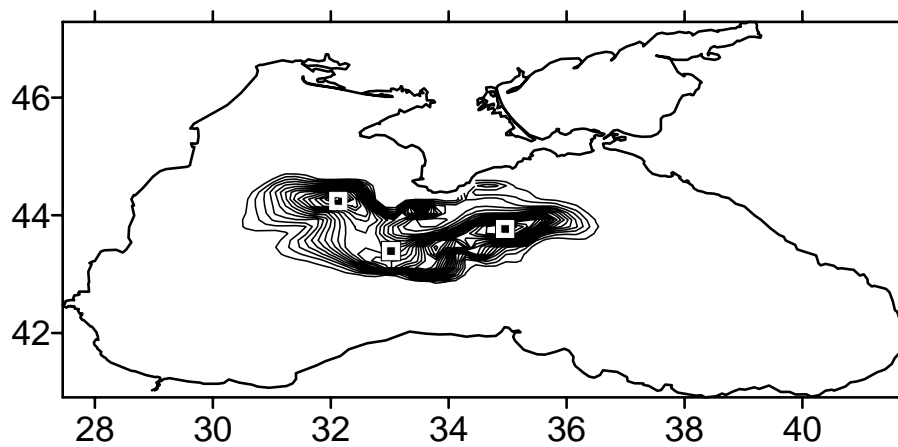


Рисунок 1.3.1. Данные измерений и полученное поле концентрации ^{137}Cs .

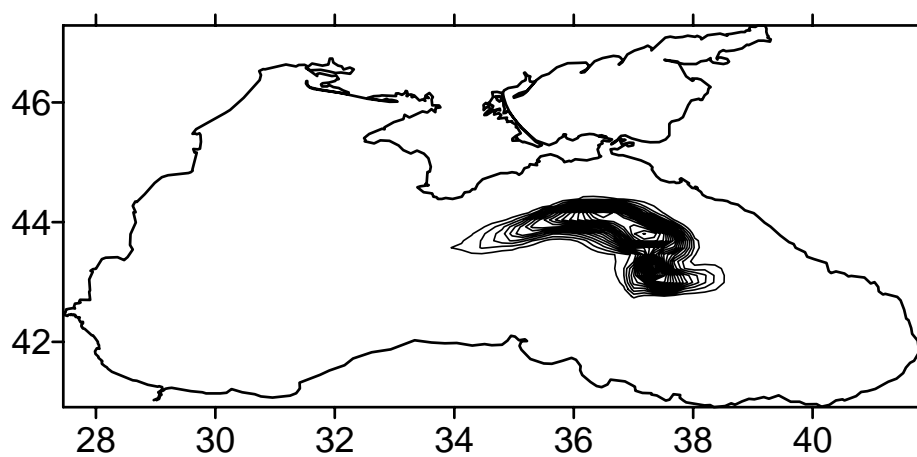


Рисунок 1.3.2. Восстановленное начальное поле концентрации ^{137}Cs .

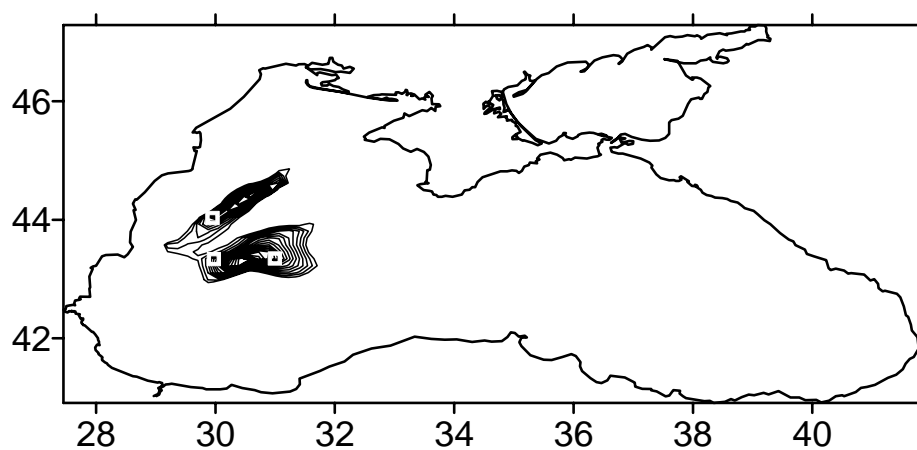


Рисунок 1.3.3. Данные измерений и рассчитанное поле концентрации ^{137}Cs .

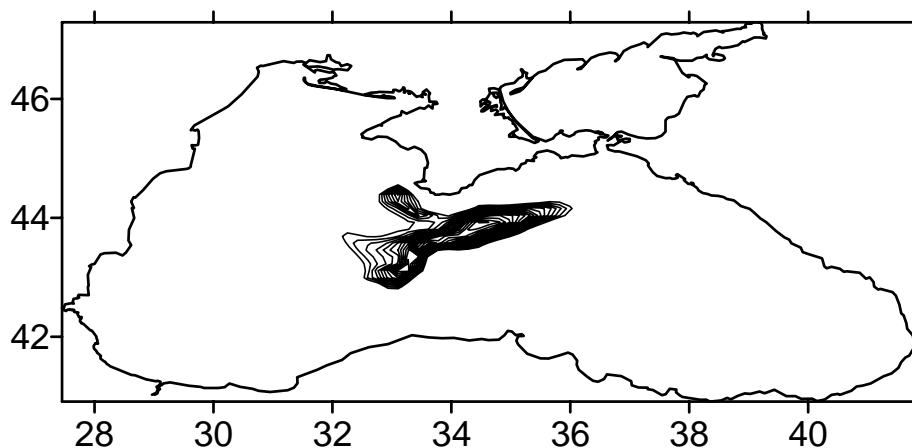


Рисунок 1.3.4. Восстановленное начальное поле концентрации ^{137}Cs .

В случаях потери возможности обеспечения непрерывности наблюдений, может оказаться весьма полезным использование вышеприведённых алгоритмов и модели переноса пассивной примеси в качестве пространственно-временного интерполянта. При помощи вариационного алгоритма идентификации можно получить результаты, согласованные не только с моделью, но и с информацией о пространственном распределении трассера в верхнем слое моря. В данном эксперименте мы использовали спутниковые данные, любезно предоставленные С.В. Станичным и его интерпретацию идентификации светового сигнала на спутниковых снимках, как реакцию на наличие скоплений кокколитофорид. Биологическая структура данного трассера такова, что он обладает определённой плавучестью и его наибольшая концентрация сосредоточена в верхнем 20 – 25-метровом слое, что позволяет из-за его строения (наличие целлюлозной или целлюлозно-пиктиновой оболочки, покрытой известковыми тельцами или кремнезёмными чешуйками [18]) надёжно идентифицировать его по рассеянию в диапазоне 0.55 мкм. Более того, для данного периода времени года при температуре больше 13°C такая идентификация в пользу именно кокколитофорид оправдана. Также следует отметить, что на рисунке 1.3.5 зафиксирован момент полного цветения кокколитофорид, в связи с этим данный трассер можно рассматривать как пассивную примесь.

На рисунке 1.3.5 представлена условная концентрация кокколитофорид на поверхности Чёрного моря по данным с ИСЗ (26 апреля). Рассматривая максимум в структуре аналогичного поля на конечный момент времени (рис. 1.3.8), в качестве данных измерений восстановим начальное поле, которое соответствует 26 апреля. Задача идентификации решалась на временном интервале 15 суток. В результате работы вариационной процедуры [20] идентификации мы получили поле (рис. 1.3.6), согласованное с моделью переноса, в которой использовались климатические поля скоростей для данного периода времени. Полученный результат хорошо согласуется с данными о

пространственном распределении условной концентрации кокколитофорид (рис. 1.3.5) на поверхности Чёрного моря.

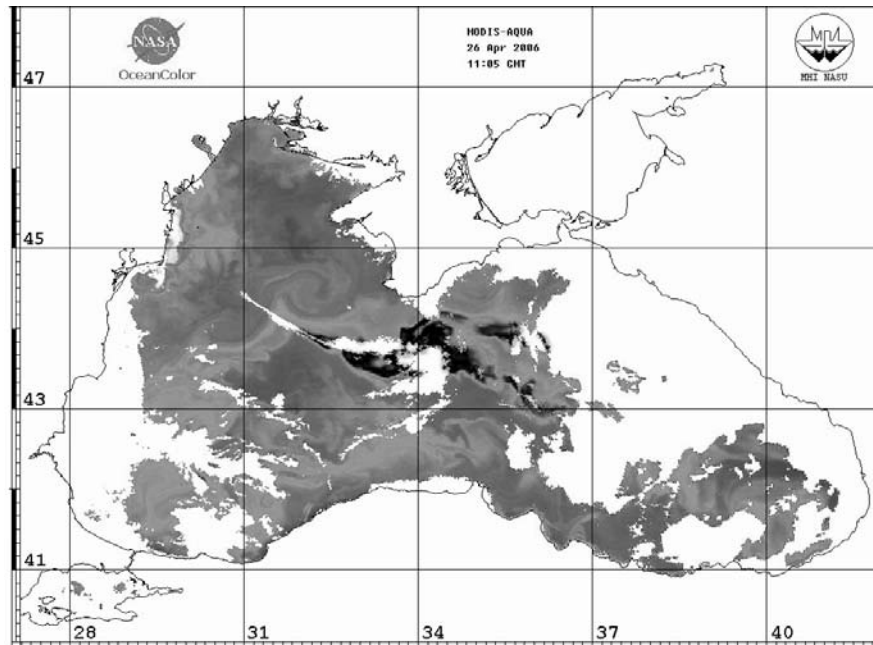


Рисунок 1.3.5. Условная концентрация кокколитофорид (26 апреля).

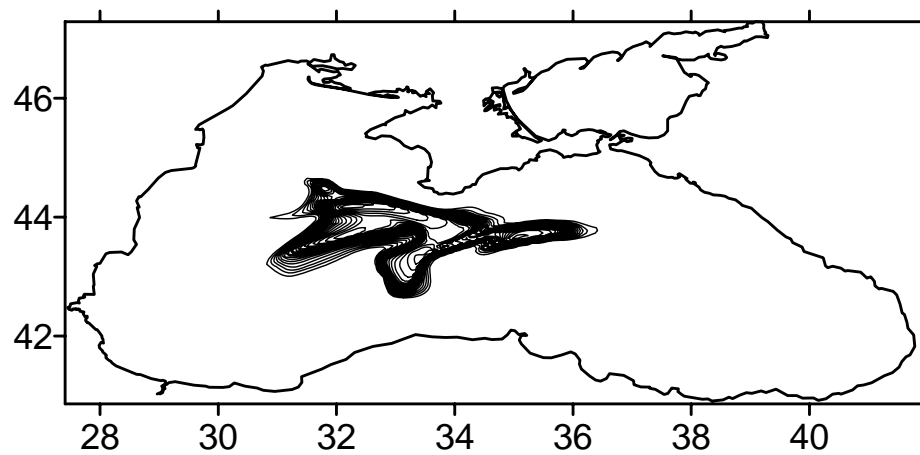


Рисунок 1.3.6. Модельное распределение кокколитофорид (26 апреля).

Анализ рисунков 1.3.5 и 1.3.6 показывает хорошую корреляцию между данными измерений и модельными оценками. Максимум условной концентрации кокколитофорид (рис. 1.3.6) получился южнее п-ова Крым, где по имеющейся спутниковой информации (рис. 1.3.5) произошло её резкое увеличение. Результат прямого моделирования в случае, когда в качестве

начальных данных берётся восстановленное поле (рис. 1.3.6), представлен на рисунке 1.3.7. Хорошее соответствие результата данным измерений достигается в силу минимизации квадратичного функционала качества прогноза.

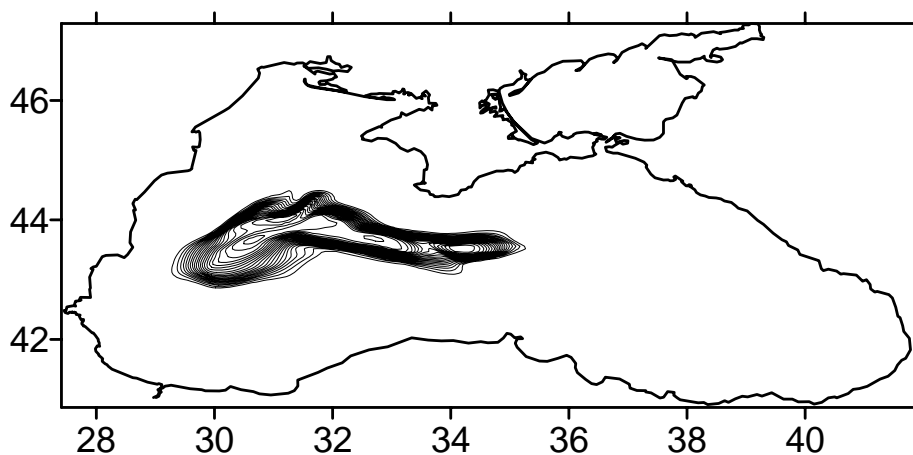


Рисунок 1.3.7. Модельное распределение кокколитофорид (10 мая).

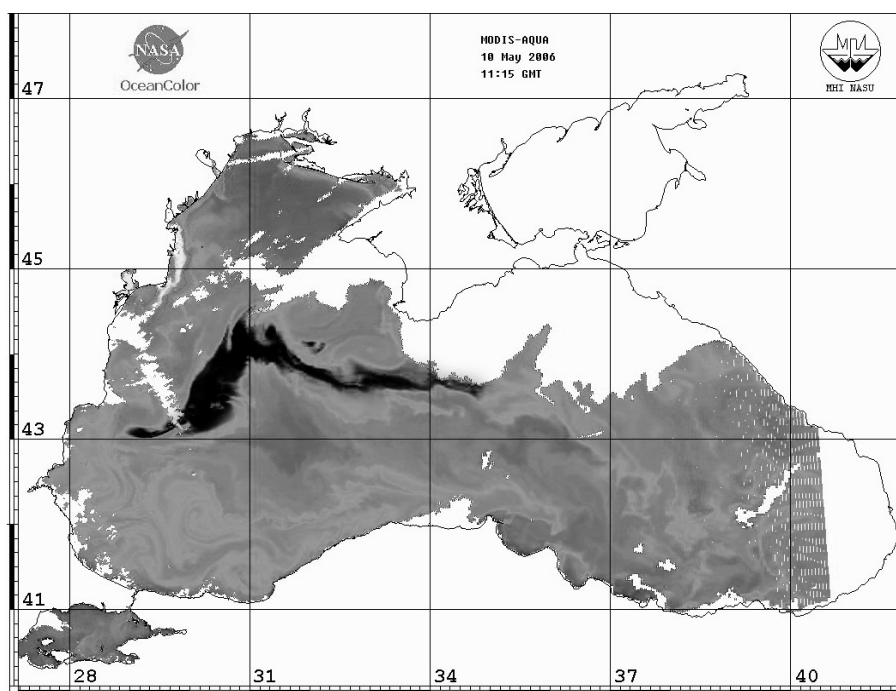


Рисунок 1.3.8. Условная концентрация кокколитофорид (10 мая).

В результате работы вариационного алгоритма идентификации мы имеем возможность получать поля исследуемых характеристик, согласованные не только с данными измерений, но и с моделью переноса пассивной примеси,

выступающей в роли пространственно-временного интерполянта. В качестве идентифицируемых параметров модели могут быть выбраны и другие входные параметры, а именно коэффициенты уравнения переноса и поля скоростей, при этом алгоритм поиска оптимальных параметров претерпевает незначительные изменения. Однако решение данной задачи требует отдельного исследования. В данной работе мы ограничились инициализацией начальных данных, что в силу линейности задачи дало возможность достичь минимума функционала и идентифицировать начальные поля концентрации исследуемых характеристик.

Построение функций влияния при помощи решения сопряженной задачи.

Для демонстрации возможности данного подхода сопряженная модель (1.3.4) - (1.3.6) интегрировалась при $A_H = 3 \cdot 10^4 \text{ см}^2/\text{с}$, k , U , V , W – были рассчитаны по модели [13] на пяти километровой сетке. Эти входные данные имелись на каждые сутки, а для промежуточных моментов времени производилась линейная интерполяция.

Анализируя данные о концентрации коколитифорид на 10 мая 2006 года, важно знать, какие районы Черного моря ответственны за такую структуру в известном поле концентрации [21 - 25], и как они коррелируют с имеющейся информацией на 26 апреля этого же года (рис. 1.3.9). На рисунке 1.3.9 обозначены две области в поле концентрации коколитифорид. Задача рассматривается на временном интервале 15 суток. Выбирая в качестве функционала задачи выражение (1.3.19) и решая сопряженную задачу, мы получаем решение на нулевой момент модельного времени, которое является весовым множителем при соответствующих входных параметрах. Такие функции влияния показаны на рисунках 1.3.10, 1.3.11. Видно, что имеется хорошее соответствие между данными измерений и полученным решением сопряженной задачи. Максимум в концентрации коколитифорид сформировался, в основном, в области южнее Крымского полуострова.

Таким образом, из рисунков 1.3.10, 1.3.11 видно, что влияние на суммарную концентрацию примеси в выделенных областях (рис. 1.3.9) может оказывать начальная концентрация C_0 в указанных районах. В рамках данной модели при заданных динамических полях, концентрация примеси в области нулевых значений C_0^* не оказывает влияние на суммарную концентрацию в областях I, II.

Экологические характеристики Черного моря оказывают существенное влияние на экономическое развитие Крыма, его инвестиционную привлекательность как туристического объекта. Поэтому работы, связанные с определением и изучением зон, которые оказывают влияние на формирование полей концентрации примеси в прибрежных областях Крыма и её стабильностью имеют важное народнохозяйственное значение.

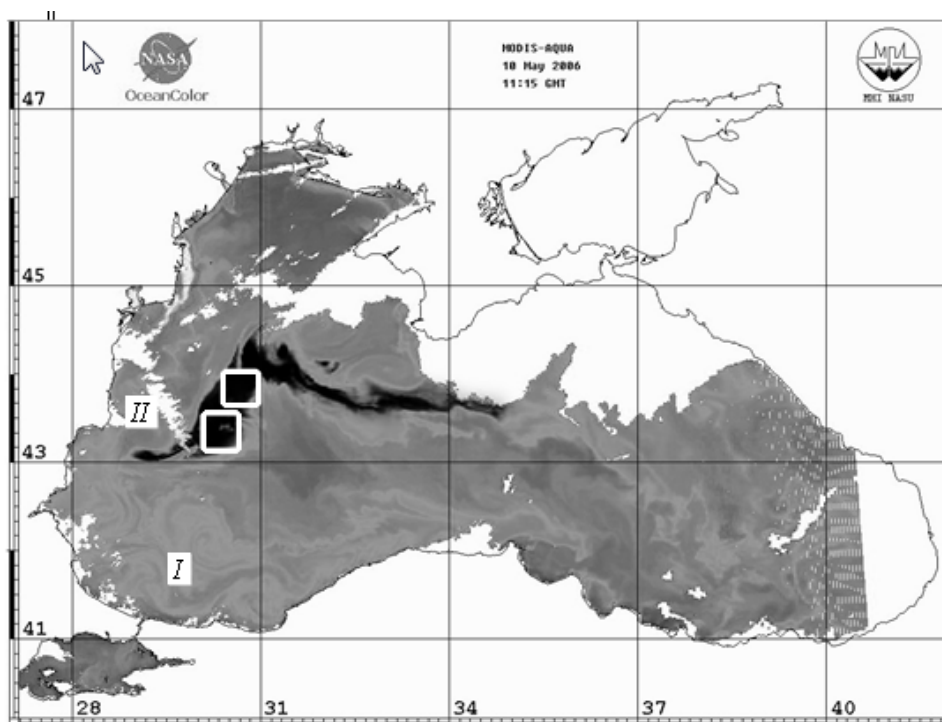


Рисунок 1.3.9. Концентрация коколитовид на 10 мая и исследуемые области *I* и *II*.

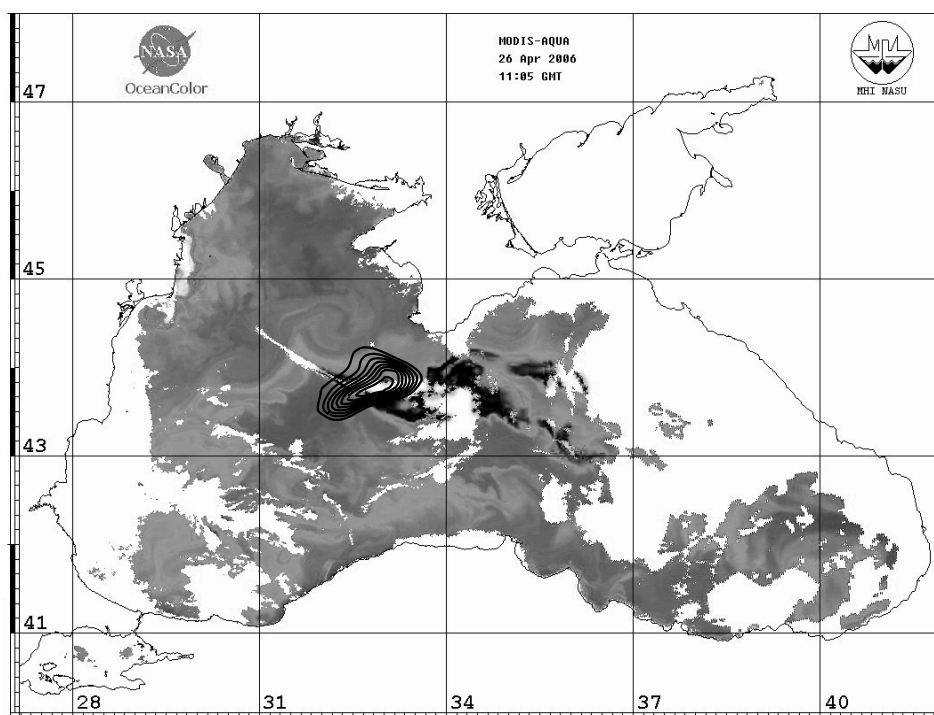


Рисунок 1.3.10. Решение сопряженной задачи для области *I*.

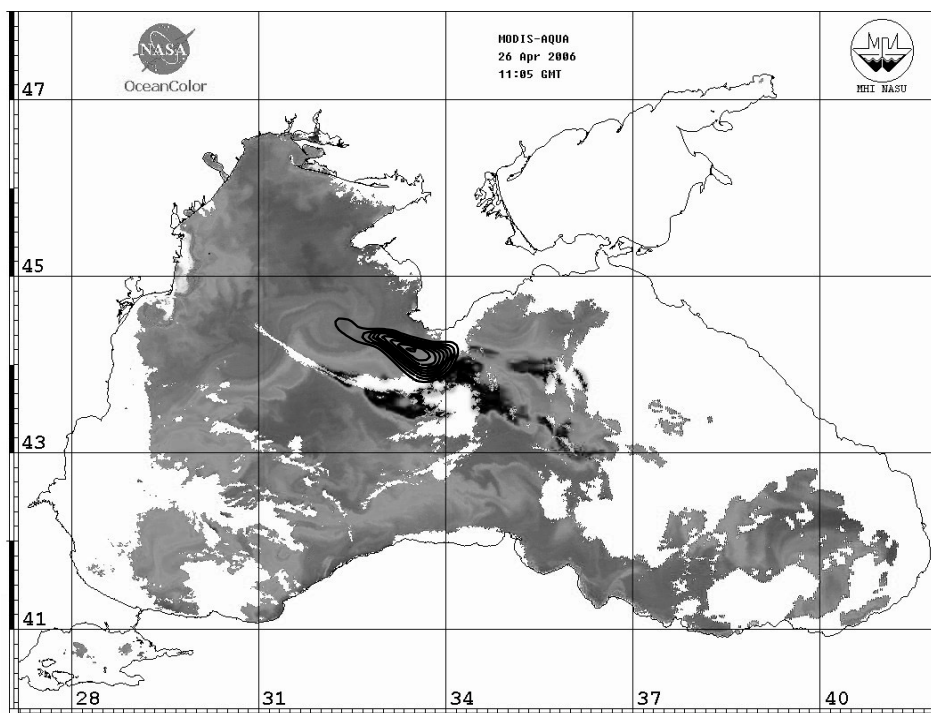


Рисунок 1.3.11. Решение сопряженной задачи для области II.

В качестве таковых нами были взяты области, прилегающие к южному берегу Крыма (ЮБК), южному побережью м. Херсонес (Фиолент), северному побережью м. Херсонес. Задачи решались на различных временных интервалах. В основном от летнего до весеннего периода года, так как нас интересовал вопрос о влиянии динамически активных зон Черного моря на формирование полей концентрации примеси в летний период. В результате проведения многочисленных экспериментов выяснилось, что на концентрацию примеси в прибрежной зоне ЮБК (рис. 1.3.12, 1.3.13) в основном влияют динамические процессы в области ОЧТ. При сроке интегрирования модели от 15 суток до 1 месяца, основное влияние на концентрацию примеси в зоне ЮБК оказывают области, прилегающие к Керченскому проливу, где проходят основные транспортные морские пути. В этом районе, кроме этого, расположены прикерченские нефтедобывающие делянки. В зонах интенсивного судоходства и промышленной добычи углеводорода могут возникать аварийные ситуации, которые приводят к загрязнению акватории моря, в том числе нефтепродуктами. Такие загрязнения могут опускаться зимой на дно, а во время весеннего прогрева вод, оказывать существенное влияние на экологию ЮБК в летний период. Анализируя результаты расчетов для области «Фиолент» (рис. 1.3.14) мы видим, что основное влияние на формирование полей в этом районе по-прежнему оказывает ОЧТ, но в весенний период на концентрацию в данном районе также оказывает влияние область, расположенная севернее м. Херсонес.

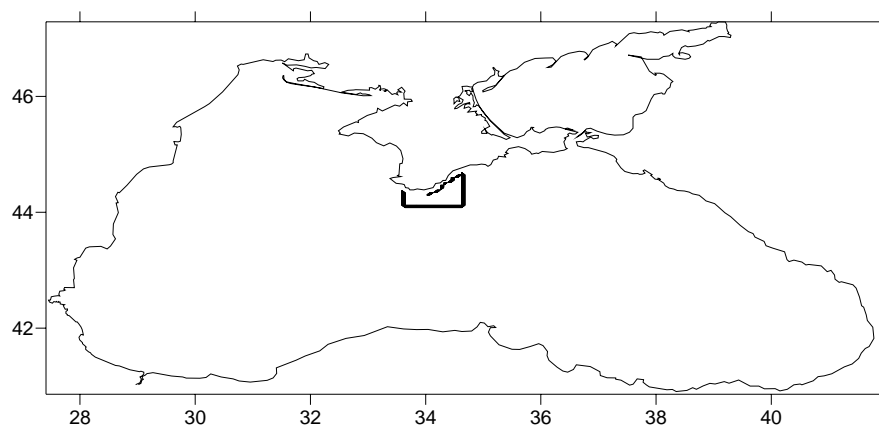
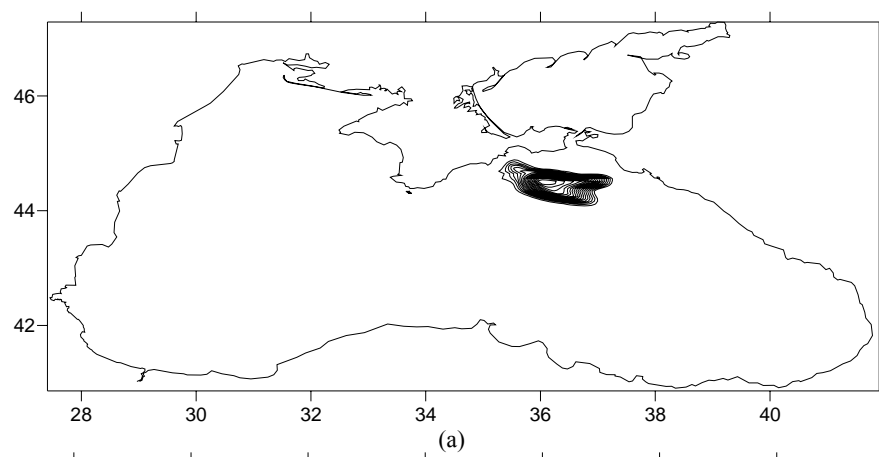
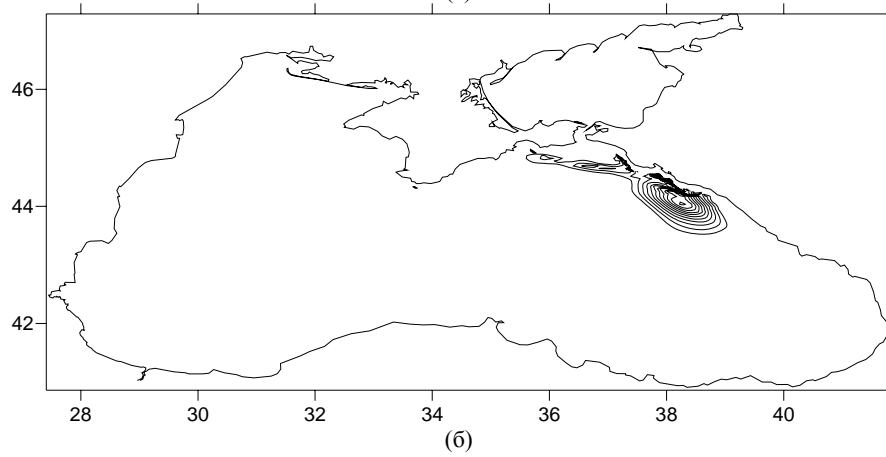


Рисунок 1.3.12. Выбранная область Ω .



(a)



(6)

Рисунок 1.3.13. Рассчитанные функции влияния на поверхности.

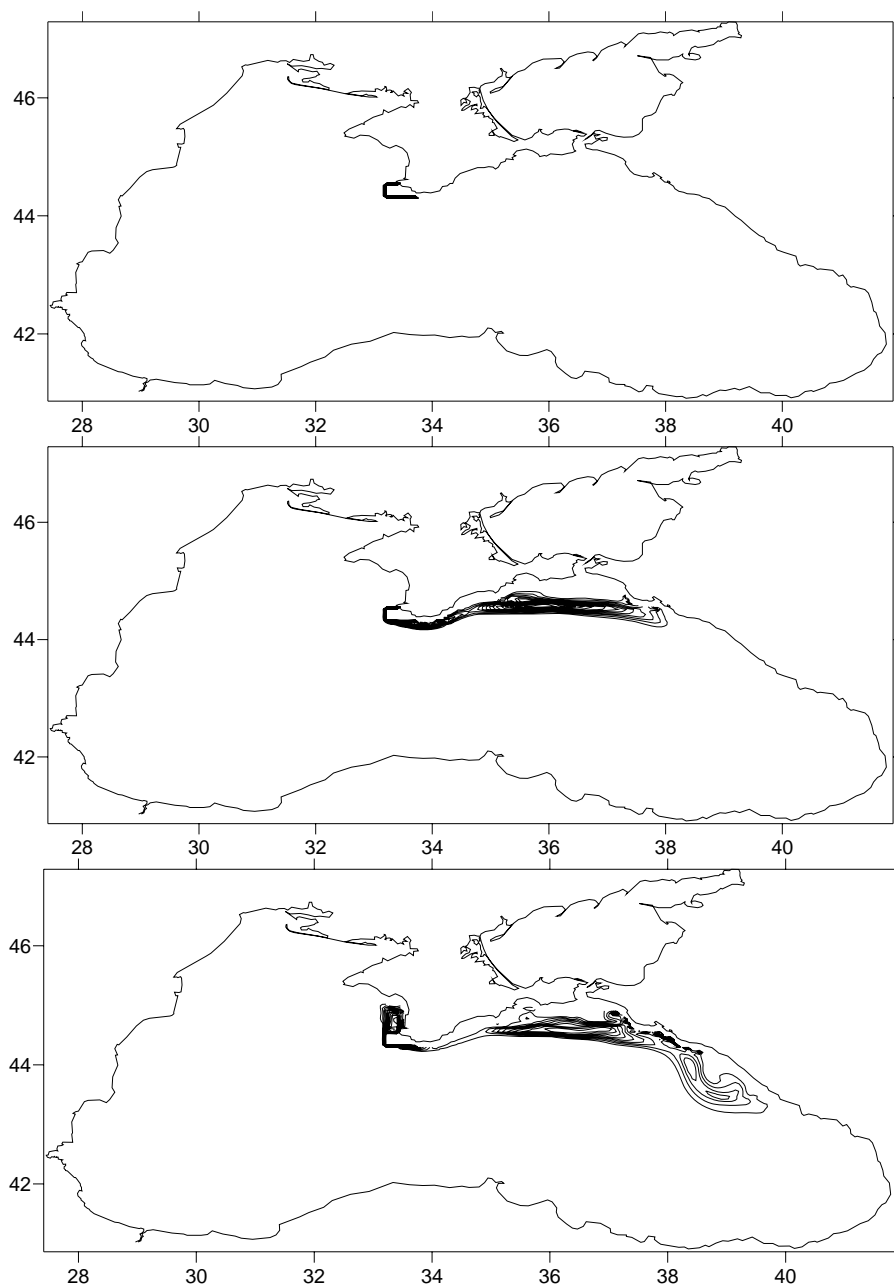


Рисунок 1.3.14. Выбранная область Ω и соответствующие функции влияния на поверхности моря.

Область, расположенная севернее м. Херсонес (рис. 1.3.15), характеризуется в основном влиянием ОЧТ в летний период года (рис. 1.3.16а). В весенний период картина меняется кардинальным образом. Из рисунка 1.3.16б видно, что на формирование полей в исследуемом районе весной оказывает свое воздействие не только центральная область северо-западного шельфа Черного

моря, но и области, примыкающие к устьям рек, что указывает на существенное влияние паводковых вод на структуру полей северо-восточного шельфа Черного моря.

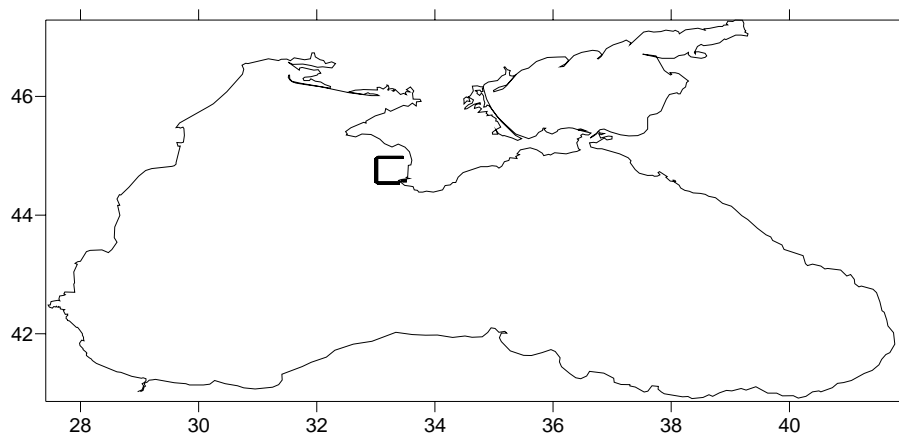


Рисунок 1.3.15. Выбранная область Ω .

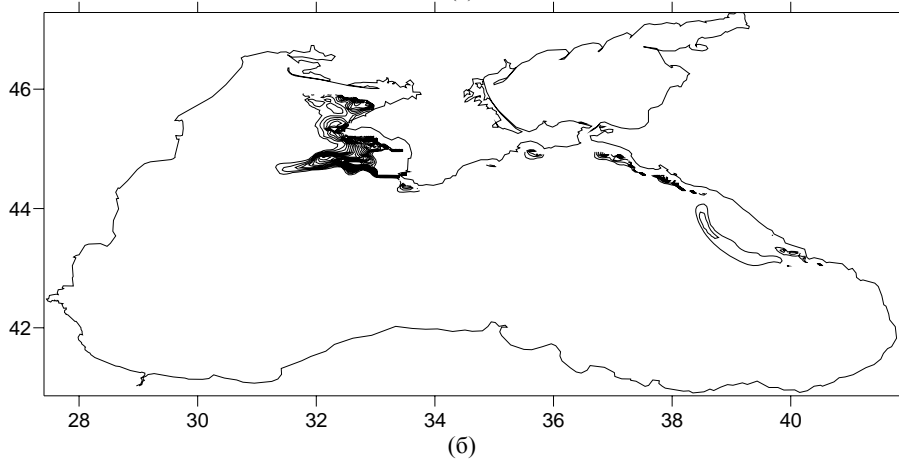
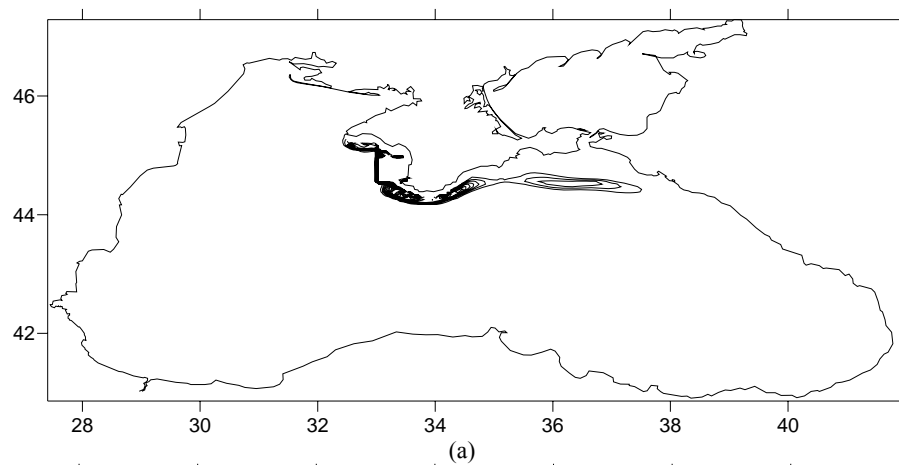


Рисунок 1.3.16. Рассчитанные функции влияния на поверхности моря.

Концентрация Cs^{137} в западной части моря на июнь 1986 г. составляла в среднем 400 Бк/м^3 и достигала 700 Бк/м^3 в районе Крымского полуострова. Предполагая одномоментность попадания такого количества радионуклидов на поверхность моря, попытаемся определить зоны выпадения радиоактивного загрязнения в Черном море. Такая задача при наличии динамических полей может быть решена на основе применения метода сопряженных уравнений, описанного выше. Выделим области на поверхности моря в зонах экстремальных значений концентрации цезия. Решая сопряженную задачу, в результате мы получим поле $C^*(x, y, z, t_0)$, которое является весовой функцией в (1.3.18) при начальных данных $C_0(x, y, z)$. Структура этого решения указывает на ту область, где могло сформироваться такое начальное поле, чтобы через заданный интервал времени (40 суток) средняя концентрация в исследуемых областях имела соответствующие значения. Решив один раз сопряженную задачу, и задавая различные значения $C_0(x, y, z)$ можно решить поставленную задачу. В случае, когда $C_0 = \text{const}$ в некоторой области, реализация алгоритма существенно упрощается и C_0 можно оценить из (1.3.21). В случае, когда необходимо восстановить пространственную структуру $C_0(x, y, z)$, необходимо применять вариационный алгоритм идентификации параметров модели. Тем не менее, указать области, которые влияли на формирование поля концентрации на конечный момент времени – возможно.

Определения концентрации Cs^{137} в Черном море проводились в июне месяце. Задавая интервал времени, на котором решается сопряженная задача, полученные результаты расчетов сравним с информацией о перемещении воздушных масс Южного следа от аварии на Чернобыльской АЭС. В результате такого сравнения определим возможные районы выпадения радиоактивных осадков. На рисунке 1.3.17 отмечены три области, которые соответствуют зонам, максимальной концентрации Cs^{137} на поверхности моря. На этих рисунках так же представлено решение соответствующих сопряженных задач. Видно, что на суммарную концентрацию цезия в указанных зонах, оказывают влияние начальные поля, Юго-восточнее полуострова Крым (рис. 1.3.17а), мористее Керченского пролива (рис. 1.3.17б) и район Кавказского побережья Черного моря (рис. 1.3.17в). В соответствии со схемой переноса воздушных масс [19] указанные нами области расположены в зоне их передвижения в юго-восточном направлении.

Анализ данных NCEP о ветровой ситуации после Чернобыльской аварии показывает, что, начиная со второго мая, воздушные массы в основном перемещались в юго-восточном направлении (рис. 1.3.18), что соответствует схеме перемещения воздушных масс в Южном следе [19]. На рисунке 1.3.19 представлены данные NCEP об интенсивности осадков на 5 мая. За это время, при указанных скоростях, воздушные массы дошли от Чернобыля до акватории Черного моря, и под воздействием сложившейся метеорологической ситуации радиоактивные изотопы с интенсивными осадками попали в воды Черного моря.

Зоной интенсивного выпадения осадков является северо-восточная часть моря от Крымского полуострова до Кавказского побережья.

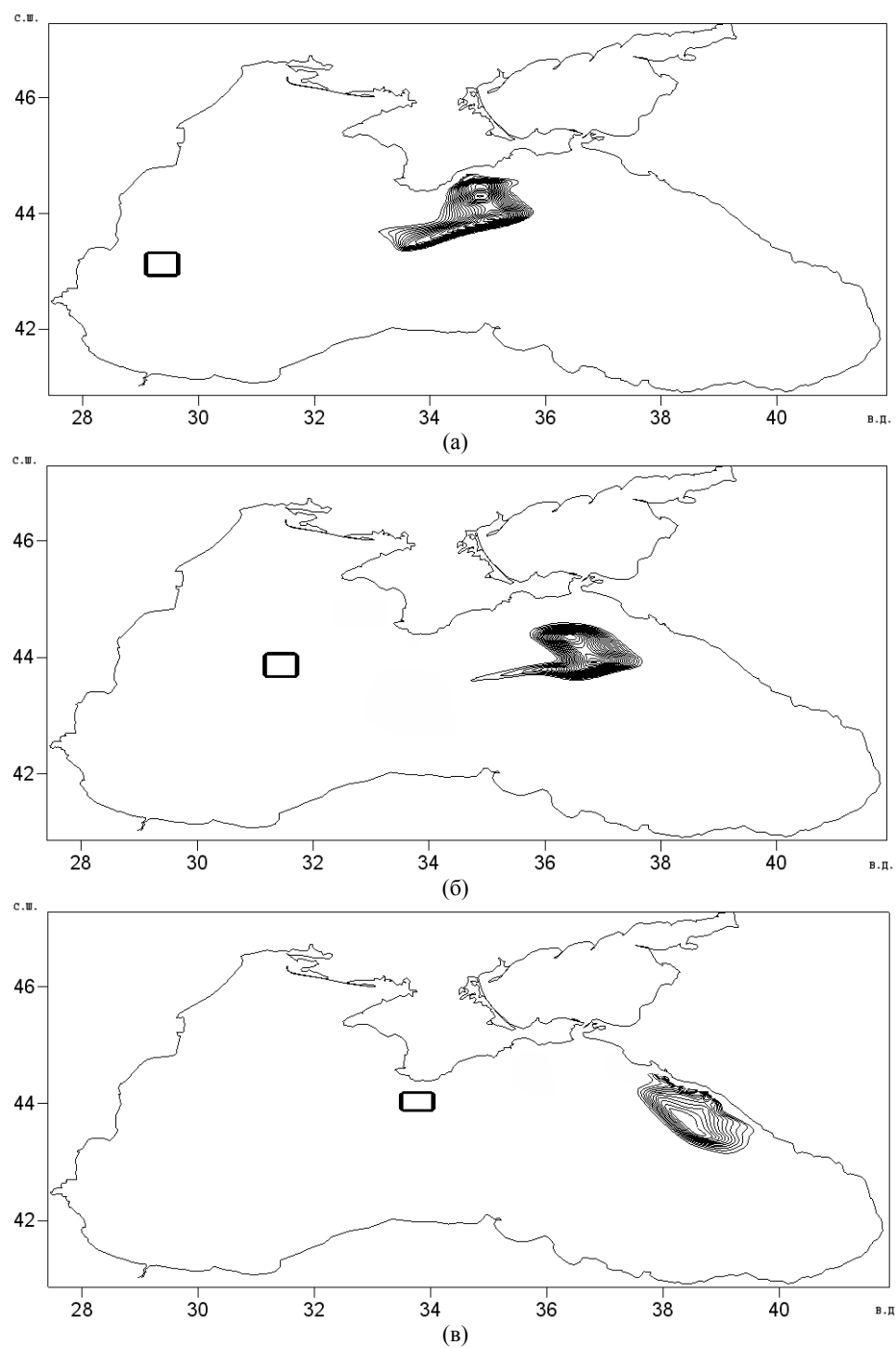


Рисунок 1.3.17. Выбранные области Ω и соответствующие функции влияния на поверхности моря.

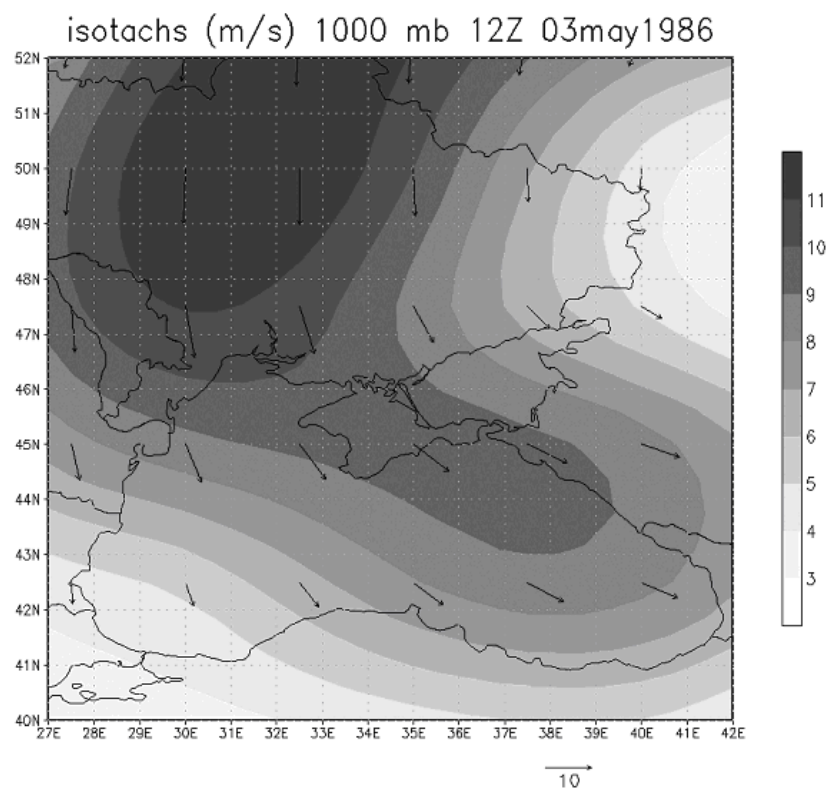


Рисунок 1.3.18. Интенсивность и направление ветра ($м/с$) по данным NCEP
(3 мая).

Сравнивая данные об интенсивности осадков с решениями сопряженных задач (рис. 1.3.17) видно, что имеется хорошее соответствие между максимумами в структуре функций влияния и зоной выпадения осадков. Следовательно, основные максимумы в измеренном поле Cs^{137} могли сформироваться в начале мая в северо-восточной части моря за счет выпадения интенсивных осадков в данном районе. Проведенные расчеты по данной методике согласуются с результатами [20], полученными при использовании вариационной процедуры идентификации начального поля концентрации Cs^{137} .

Таким образом, подход, основанный на интегрировании сопряженных уравнений, может быть применен для решения различных задач экологической направленности. Он позволяет не только определять зоны влияния начальных полей и источников загрязнений на поле концентрации исследуемой примеси в интересующем нас районе, но и оценивать их концентрацию и мощность. Ввиду большого объема информации, имеющегося в трехмерных полях скоростей и коэффициентов, умозрительные заключения о возможных источниках загрязнений весьма затруднительны. При использовании сопряженных уравнений удастся точно проследить все изменения в полях и указать возможные районы формирования исследуемой примеси.

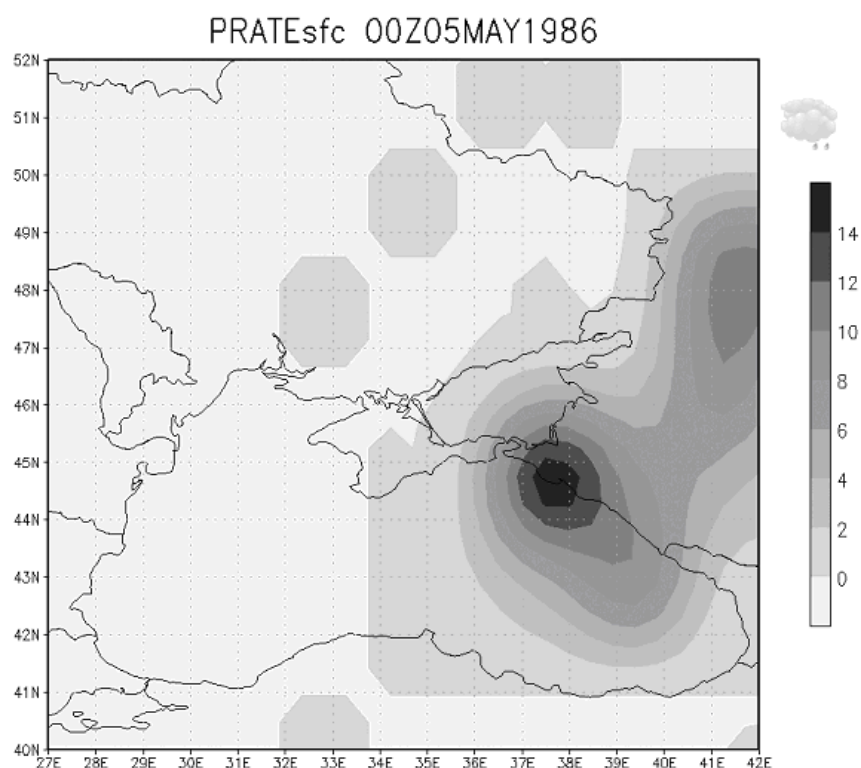


Рисунок 1.3.19. Интенсивность осадков ($\times 10^{-5} \text{ кг/м}^2/\text{с}$) по данным NCEP (5 мая).

Использование вариационных алгоритмов позволяет идентифицировать входные параметры для модели переноса пассивной примеси, при которых решение поставленной задачи наилучшим образом соответствует измерениям. Это позволяет решать не только такие важные экологические задачи как идентификация или восстановление начального поля концентрации той или иной примеси в морских акваториях, но и дает возможность прогнозировать поведение такой характеристики как концентрация для определения экологической обстановки в исследуемом водоеме.

Список литературы

1. Paola Malanotte-Rizzoli and William R. Holland – Data Constraints Applied to Models of the Ocean General Circulation. Part II: The Transient, Eddy-Resolving Case – *Journal of Physical Oceanography* – Volume 18, Issue 8 (August 1988) pp. 1093 – 1107.
2. Yu L. and J.J. O'Brien, 1991: Variational estimation of the wind stress drag coefficient and the oceanic eddy viscosity profile. *J. Phys. Oceanogr.*, P. 21, 709 - 719.

3. *Sasaki Y.* A fundamental study of the numerical prediction based on the variational principle // *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Ser. 2, Vol. 33, No 6, Dec. 1955 pp. 262 - 275.
4. *Марчук Г.И.* Основные и сопряженные уравнения динамики атмосферы и океана. – Метеорология и гидрология, 1974, №2, с. 17 - 34.
5. *Пененко В.В.* Методы численного моделирования атмосферных процессов. Л.: Гидрометеиздат, 1981, 350 с.
6. *Harten A.* High resolution schemes for hyperbolic conservation laws, I. *Comput. Phys.* – 1983, p.p. 353 - 393.
7. *Кочергин С.В., Кочергин В.С.* Моделирование техногенных загрязнений в Черном море на основе решения модели переноса пассивной примеси // В Сб.: «Системы контроля окружающей среды», МГИ НАНУ, Севастополь 2006., - С. 207 - 209.
8. *Кочергин С.В., Кочергин В.С.* Идентификация начальных данных в модели переноса пассивной примеси // В Сб.: «Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа», МГИ НАНУ, Севастополь 2005, - С. 369 - 373.
9. *Кочергин С.В., Кочергин В.С.* Вариационная идентификация параметров модели переноса пассивной примеси и планирование экспериментов // В Сб.: «Системы контроля окружающей среды», МГИ НАНУ, Севастополь 2005., - С. 186 - 192.
10. *Кочергин С.В., Кочергин В.С.* Вариационный подход при идентификации входных параметров в модели переноса пассивной примеси. В Сб.: «Системы контроля окружающей среды», МГИ НАНУ, Севастополь 2009., - С. 209 – 211.
11. *Марчук Г.И.* Математическое моделирование в проблеме окружающей среды. – М. Наука, 1982. – 320 с.
12. *Pietrzak J.* The use of TVD limiters for forward-time upstream-biased advection schemes in ocean modeling – *Mon. Wea. Rev.*, 1998, vol. 126, pp. 812-830.
13. *Knysh V.V., Demyshev S.G., Korotaev G.K., Sarkisyan A.S.* Four-dimensional climate of season Black Sea circulation // *Russ. J. Numerical Analysis and Mathematical Modelling.* - 2001. – 16, No.5. – P. 409 - 426.
14. Атлас загрязнения Европы цезием после аварии на Чернобыльской атомной станции: Международное научное сотрудничество по последствиям Чернобыльской аварии (1991-1995) Заключительный отчет EUR 16542 EN.- Люксембург: Офис по официальным публикациям Европейской комиссии 1996.
15. *Демышев С.Г., Запечалов А.С., Кубряков А.И., Чудиновских Т.В.* Анализ формирования и трансформации поля ¹³⁷Cs в Черном море после аварии на ЧАЭС // В Сб.: «Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа», МГИ НАНУ, Севастополь 2001, - С. 28 - 34.
16. *Демышев С.Г., Кочергин С.В., Кочергин В.С.* Инициализация начальных данных в трехмерной модели переноса пассивной примеси в Черном море // В Сб.: «Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и

комплексное использование ресурсов шельфа», МГИ НАНУ, Севастополь 2007.

17. *Кочергин С.В., Кочергин В.С.* Идентификация входных параметров модели переноса пассивной примеси. В Сб.: «Системы контроля окружающей среды», МГИ НАНУ, Севастополь 2007., - С. 95 – 97.
18. *Топачевский А.В., Масюк Н.П.* Пресноводные водоросли Украинской ССР. – Киев: Вища школа, 1984. – 330 с.
19. Атлас охраны природы Черного и Азовского морей. – Санкт-Петербург, 2006, 434 с.
20. *Еремеев В.Н., Демьшев С.Г., Кочергин С.В., Кочергин В.С.* Идентификация начальных данных в трехмерной модели переноса пассивной примеси в Черни море. // Морской экологический журнал №3, Севастополь 2007., - С. 36 - 46.
21. *Демьшев С.Г., Кочергин С.В., Кочергин В.С.* Построение функций влияния в модели переноса пассивной примеси // В Сб.: «Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа», МГИ НАНУ, Севастополь 2009, - С. 228 – 233.
22. *Кочергин В.С.* Использование сопряженных уравнений для решения экологических задач // В Сб.: «Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа», МГИ НАНУ, Севастополь 2009, - С. 93 – 99.
23. *Кочергин В.С.* Использование вариационных методов при решении задач динамики океана: «Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа», МГИ НАНУ, Севастополь 2009, - С. 100 – 104.
24. *Кочергин В.С.* Использование функций влияния при решении экологических задач. В Сб.: «Системы контроля окружающей среды», МГИ НАНУ, Севастополь 2009., - С. 205 – 208.
25. *Кочергин С.В., Кочергин В.С.* Построение функций влияния для различных районов Черного моря. В Сб.: «Системы контроля окружающей среды», МГИ НАНУ, Севастополь 2008., - С. 275 – 277.

1.4. КОНЦЕПЦИЯ СТАБИЛЬНОЙ ЭКОСИСТЕМЫ С ПОЗИЦИЙ АДАПТИВНОГО БАЛАНСА ПРОЦЕССОВ РАЗВИТИЯ

Устойчивое развитие прибрежной зоны моря предполагает создание информационных технологий контроля над состоянием морских биоресурсов и управления их потреблением. В основе подобных технологий должны находиться динамические модели морских экосистем, дающие прогнозы сценариев изучаемых процессов в качестве ответной реакции модели на предполагаемые исследователем изменения внешних условий. Сложный характер природных процессов заставляет искать варианты упрощенных (осредненных по времени и интегрированных по пространству) моделей.

Одним из перспективных способов решения проблемы является использование известных из опыта научных исследований причинно-следственных зависимостей между процессами в морских экосистемах, корректируемых данными наблюдений. Эти соображения положены в основу метода адаптивного баланса влияний (*АВС*-метода) [1], который был применен в ряде исследований при построении интегральных моделей процессов в морских экосистемах и эколого-экономических системах прибрежной зоны моря [2].

***АВС*-метод моделирования сложных систем.**

С позиций адаптивного баланса процессов развития стабильность морской экосистемы означает, что она находится в состоянии динамического равновесия с внешними воздействиями, приложенными к ней. Поэтому динамические модели морских экосистем должны обладать свойством быстрой адаптации к переменным внешним влияниям. Все процессы развития, происходящие внутри экосистемы, рассматриваются как следствия стремления экосистемы подстраиваться под переменные условия окружающей среды. С формальной точки зрения стабильность экосистемы означает устойчивость решений уравнений, представляющих химико-биологические процессы, их быструю сходимость к стационарным состояниям, определяемым значениями коэффициентов уравнений и функциями внешних воздействий.

Именно такими свойствами обладает разработанный в МГИ НАНУ новый *АВС*-метод моделирования сложных систем. Существование равновесия объясняется балансом положительных и отрицательных обратных связей, которые формируются внутри системы за счет причинно-следственных отношений между процессами. *АВС*-метод моделирования сложных систем построен на двух концепциях:

1. Существует универсальное модульное уравнение, выражающее скорость изменения любого из моделируемых процессов в форме управляемого баланса тенденций роста и убывания этого процесса.

$$\frac{dx}{dt} = x[1 - 2F^{(+)}(x)] \quad (1.4.1)$$

где $F^{(+)}(x)$ - любая монотонно растущая функция.

Если использовать наиболее простую базовую функцию влияния, выбрав ее в виде $F^{(+)}(x) = x$, уравнение (1.4.1) перепишется следующим образом:

$$\frac{dx}{dt} = x[1 - 2x] \quad (1.4.2)$$

2. Объединение модульных уравнений в систему динамических уравнений модели должно обеспечивать стремление решений этих уравнений к стационарному состоянию, которое определяется внутрисистемными связями и внешними влияниями, приложенными к системе. Рассмотрим в качестве примера два взаимосвязанных процесса развития, объединенных в систему как показано на рисунке 1.4.1.

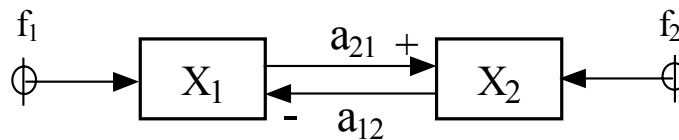


Рисунок 1.4.1. Концептуальная модель простейшей системы, образованной двумя взаимосвязанными процессами X_1 и X_2 .

Весовые коэффициенты функций должны отражать степени влияния каждого из процессов. Поэтому каждый процесс должен быть представлен в системе своим модулем, имеющим уравнение вида (1.4.2), в котором наряду с функцией внешнего воздействия $f(t)$ будет присутствовать взвешенная сумма остальных влияющих процессов. Каждому процессу в системе отвечает свое уравнение, имеющее стандартную форму, обеспечивающую быструю адаптацию процессов. Для системы из двух процессов АВС-модель принимает следующий вид

$$\begin{aligned} \frac{dx_1}{dt} &= x_1[1 - 2(x_1 - a_{12}x_2 - f_1)], \\ \frac{dx_2}{dt} &= x_2[1 - 2(x_2 + a_{21}x_1 - f_2)]. \end{aligned} \quad (1.4.3)$$

Объединение двух процессов в систему (1.4.3) дает эмерджентный эффект, заключающийся в адаптации процессов друг другу и к внешним

воздействиям f_1 и f_2 . Система уравнений (1.4.3) устанавливает новые равновесные состояния для адаптированных процессов x_1 и x_2 .

Для иллюстрации адаптации процессов друг к другу построим сценарии x_1 и x_2 . Степени влияний процессов друг на друга определим заданием коэффициентов модели: $a_{11}=0,8$ и $a_{21}=-0,3$. Систему уравнений (1.4.3) представим в конечных разностях:

$$\begin{aligned}x_{1k} &= 2x_{1j} [1 - (x_{1j} - 0,8x_{2j})] \\x_{2k} &= 2x_{2j} [1 - (x_{2j} + 0,3x_{1j})] \\(k &= j+1), (k = 0,1,2,3\dots)\end{aligned}\quad (1.4.4)$$

Добавим в правые части уравнений модели функции внешних влияний:

$$\begin{aligned}f_1 &= 0,5 \sin[0,3t - \cos(0,6t)], \\f_2 &= \cos[0,5t + \sin(0,7t)],\end{aligned}$$

с коэффициентами $-0,4 f_1$ и $0,25 f_2$. Тогда уравнения (1.4.4) принимают вид:

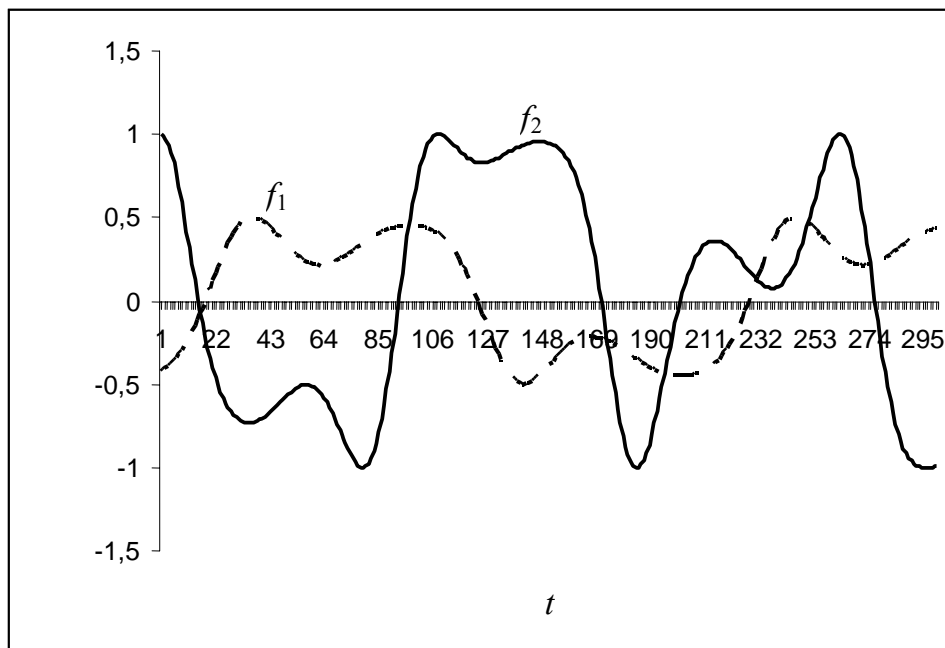
$$\begin{aligned}x_{1k} &= 2x_{1j} [1 - (x_{1j} - 0,8x_{2j} + 0,2 \sin[0,3t_j - \cos(0,6t_j)])] \\(t_k - t_j &= 1), (k = j+1), \\x_{2k} &= 2x_{2j} [1 - (x_{2j} - 0,3x_{1j} - 0,25 \cos[0,5t_j + \sin(0,7t_j)])] \\(k &= 0,1,2,3\dots)\end{aligned}\quad (1.4.5)$$

На рисунке 1.4.2а показаны графики функций внешних влияний f_1 и f_2 , а на рисунке 1.4.2б – результирующие сценарии процессов x_1 и x_2 .

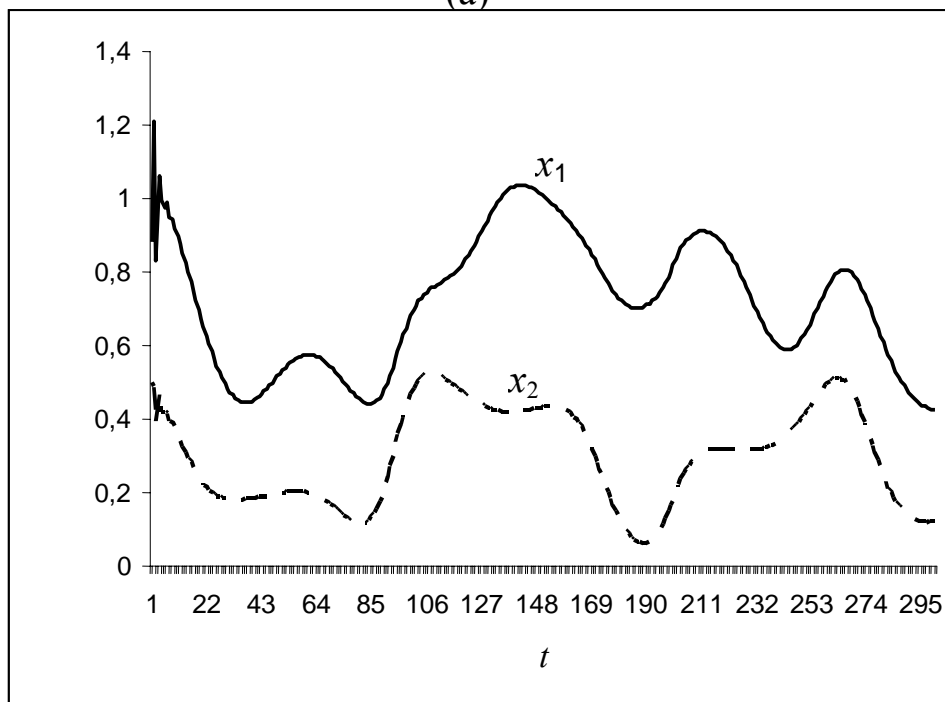
В этом варианте модели процессы x_1 и x_2 должны были одновременно адаптировать свои значения друг к другу и к внешним влияниям f_1 и f_2 . Взаимные влияния между процессами x_1 и x_2 приводят к тому, что внешнее влияние f_1 распространяется не только на процесс x_1 , но и на процесс x_2 , а внешнее влияние f_2 – на процесс x_1 . Поэтому результирующие сценарии процессов заметно отличаются от приложенных к ним внешних воздействий. Следует ожидать, что это отличие будет возрастать по мере увеличения числа взаимосвязанных процессов, объединенных в структуру системы, и количества приложенных к ним внешних воздействий.

Рассмотренные выше свойства адаптации распространяются на общую систему уравнений ABC-метода для n взаимосвязанных процессов, которая имеет следующий вид:

$$\begin{aligned}\frac{dx_i}{dt} &= x_i [1 - 2(x_i - \sum_{j=1}^{n-1} a_{ij} x_j - f_i)], \\(i, j &= 1, 2, \dots, n), (i \neq j).\end{aligned}\quad (1.4.6)$$



(a)



(b)

Рисунок 1.4.2. Одновременная адаптация процессов x_1 и x_2 друг к другу и к внешним влияниям f_1 и f_2 : а) внешние влияния, б) результаты одновременной адаптации.

$$\begin{aligned}
x_{ik} &= 2x_{ij} \left[1 - \left(x_{ij} - \sum_{m=1}^{n-1} a_{im} x_{mj} - f_{ij} \right) \right], \\
(i, m &= 1, 2, \dots, n), \quad (i \neq m), \\
(t_k - t_j &= 1), \quad (k = j + 1), \\
(j = 0, 1, 2, 3 \dots), \quad t_k - t_j &= 1
\end{aligned}
\tag{1.4.7}$$

Как показывают исследования [1 – 3], моделирование морских экосистем с использованием уравнений вида (1.4.7) позволяет обеспечить свойство стабильности морской экосистемы в упомянутом выше смысле. Ниже мы приводим примеры подобного моделирования стабильных экосистем.

Интегрированная модель концентрации планктона на Северо-Западном шельфе Черного моря.

Рассмотрим систему химико-биологических процессов, развивающихся в верхнем слое северо-западного шельфа Черного моря, которые условно отнесены к центру данной акватории. Нашей целью является построение простейшей модели развития планктонного сообщества этого района в приближении интегрированного оценивания. Подобная оценка процессов означает их пространственное осреднение по объему морской среды. Выберем также такой характерный масштаб временной изменчивости моделируемых процессов, при которых легко прослеживается внутригодовой ход этих процессов.

В качестве внешних климатических условий, формирующих изменчивость процессов в экосистеме, будем рассматривать годовой ход температуры и освещенности моря, интенсивность и продолжительность ветрового воздействия, а также вынос биогенов с речным стоком. Основной задачей является учет в модели закономерностей поведения холодолюбивого и теплолюбивого зоопланктона, личинок рыб и рыб, которые известны из многолетних наблюдений на северо-западном шельфе Черного моря, получены в морских экспедициях и содержатся в литературных источниках.

Исходя из сформулированных выше целей исследования, выберем в качестве основных характеристик экосистемы интегральные оценки концентраций фитопланктона, зоопланктона и биоресурсов, понимая под биоресурсами личинок рыб и рыб, обитающих в данном районе и имеющих промысловое значение. Именно биоресурсы – чувствительный индикатор всех природных последствий хозяйственной деятельности на северо-западном шельфе Черного моря, поскольку биомасса промысловых рыб определяется продуктивностью фитопланктона и кормового зоопланктона.

Данные наблюдений об известных закономерностях формирования планктонного сообщества в этом районе дают некоторое представление о состоянии его экосистемы.

Известны также зависимости внутригодового хода биомассы различных видов зоопланктона, фитопланктона и личинок основного вида рыбных ресурсов – хамсы от температуры морской воды. Пример такой зависимости показан на рисунке 1.4.3.

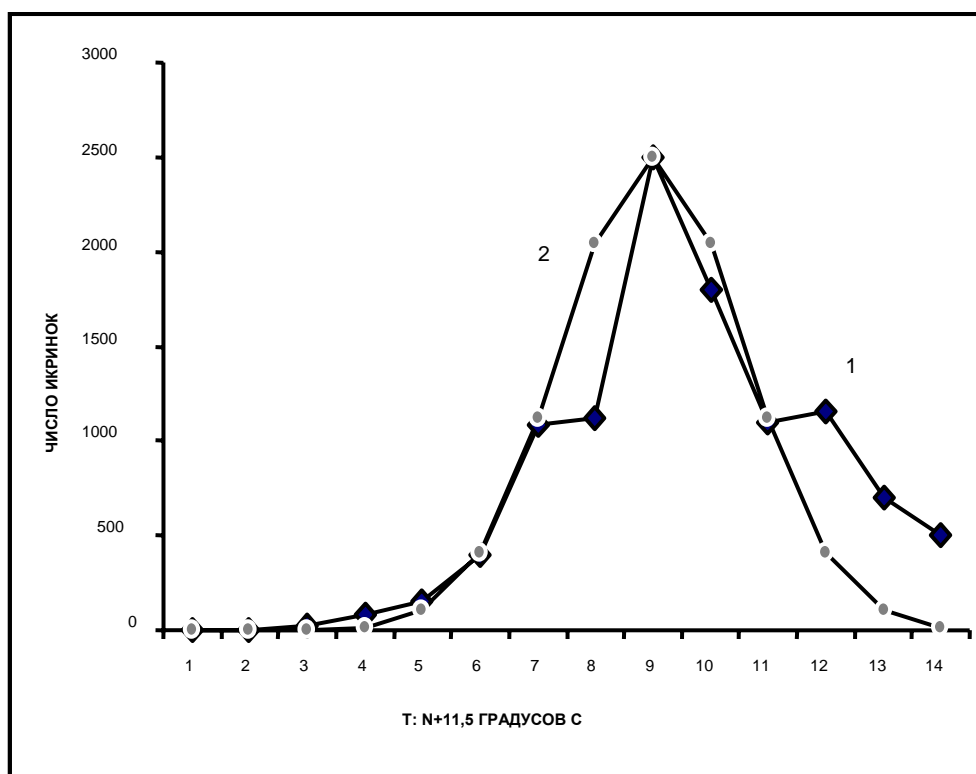


Рисунок 1.4.3. Численность икринок хамсы на один 10-ти минутный лов в зависимости от температуры морской воды: 1 – по данным [3], 2 – аппроксимация по формуле (1.4.10).

При повышении температуры воды до 19°C начинается нерест теплолюбивых рыб, максимум которого наблюдается в июле-августе [3]. С января по март первичная продукция увеличивается, повышается численность и биомасса фитопланктона за счет диатомового вида водорослей. Во внутригодовом цикле биомассы зоопланктона холодолюбивый зоопланктон приобретает ведущее значение в зимне-весенний период. На его развитие оказывают влияние общая биомасса фитопланктона, температура морской воды и концентрация личинок рыб. Теплолюбивые формы зоопланктона достигают максимального обилия в водах северо-западной части моря в летний период.

Колебания урожайности фитопланктона от года к году обуславливают значительные колебания запасов биоресурсов. Основным нерестилищем хамсы является северо-западная часть Черного моря. В прибрежных районах показатель выживания икры хамсы составляет 4-5 часов, тогда как, например, у ставриды он равен 1 часу. Оптимальный тепловой фон для развития хамсы представляет диапазон температур $14\text{--}23^{\circ}\text{C}$. Концентрация биогенов в морской среде формируется за счет разложения детрита и выноса биогенов и детрита с речным стоком, который играет заметную роль в шельфовой зоне северо-западной части Черного моря благодаря материковому стоку Дуная и Днестра.

Из проведенного анализа следует, что упрощенная модель планктонного сообщества северо-западного шельфа Черного моря должна включать в себя процессы, отображающие концентрации следующих субстанций: фитопланктона – PP , холодолюбивого зоопланктона – ZPC , теплолюбивого зоопланктона – ZPH , личинок хамсы – LF , хамсы – F , биогенных элементов – B , детрита – D , кислорода – O_2 и углекислого газа – CO_2 . Известные из наблюдений связи между этими процессами дают возможность построить концептуальную модель экосистемы, которая изображена на рисунке 1.4.4.

В предложенной модели биомасса хамсы BR определяется холодолюбивыми и теплолюбивыми зоопланктоном, а также личинками рыб и наличием биогенных веществ. Она зависит также от факторов внешнего воздействия на морскую среду, которые введены в рассмотрение при помощи ряда агентов управления, обозначенных A_i , ($i = 2, \dots, 12, 19, \dots, 23$). В частности, с учетом состава пищи хамсы положительная связь между численностью ее поколений, количеством корма и температурой воды в период нереста введена при помощи операторов A_{10} , A_{11} , A_{12} . В качестве внешних воздействий на экосистему используется интегральный годовой ход модуля скорости ветра, освещенности, влияния речного стока и температуры моря. На основе экспертных данных о причинно-следственных связях между этими интегральными процессами строится концептуальная модель экосистемы (рис. 1.4.4).

Применяя стандартное уравнение ABC -метода (1.4.6) к концептуальной модели (рис. 1.4.4) и используя введенные обозначения процессов, получим следующую систему динамических уравнений модели экосистемы:

$$\begin{aligned}
\frac{dx_1}{dt} &= x_1 [1 - c_1 (x_1 + a_{12}x_2 + a_{13}x_3 - a_{16}x_6 - A_3(T) - A_{20}(x_9, SR) - f_1)], \\
\frac{dx_2}{dt} &= x_2 [1 - c_2 (x_2 - a_{21}x_1 + a_{24}x_4 + a_{25}x_5 - a_{29}x_9 - A_5(T) - A_{21}(x_1, x_8) - f_2)], \\
\frac{dx_3}{dt} &= x_3 [1 - c_3 (x_3 - a_{31}x_1 + a_{34}x_4 + a_{35}x_5 - a_{39}x_9 - A_6(T) - A_{21}(x_1, x_8) - f_3)], \\
\frac{dx_4}{dt} &= x_4 [1 - c_4 (x_4 - A_{10}\{A_7(x_2, x_3); A_9(x_5)\} - A_2(T) - a_{49}x_9 - A_{22}(x_2, x_8) - A_{23}(x_3, x_8) - f_4)], \\
\frac{dx_5}{dt} &= x_5 [1 - c_5 (x_5 - A_{11}\{A_7(x_2, x_3); A_8(x_4)\} - A_2(T) - a_{59}x_9 - A_{22}(x_2, x_8) - A_{23}(x_3, x_8) - f_5)], \\
\frac{dx_6}{dt} &= x_6 [1 - c_6 (x_6 + a_{61}x_1 - a_{67}x_7 - a_{68}x_8 - a_{67}RF - f_6)], \\
\frac{dx_7}{dt} &= x_7 [1 - c_7 (x_7 - a_{71}x_1 - a_{72}x_2 - a_{73}x_3 - x_7x_8 - a_{77}RF + A_4(W) - f_7)], \\
\frac{dx_8}{dt} &= x_8 [1 - c_8 (x_8 - a_{81}x_1 - a_{82}x_2 - a_{83}x_3 - a_{84}x_4 - a_{85}x_5 - a_{86}x_6 - a_{87}W - A_{19}(T) - f_8)], \\
\frac{dx_9}{dt} &= x_9 [1 - c_9 (x_9 - a_{91}x_1 - a_{92}x_2 - a_{93}x_3 - a_{94}x_4 - a_{95}x_5 - a_{97}T - f_9)].
\end{aligned} \tag{1.4.8}$$

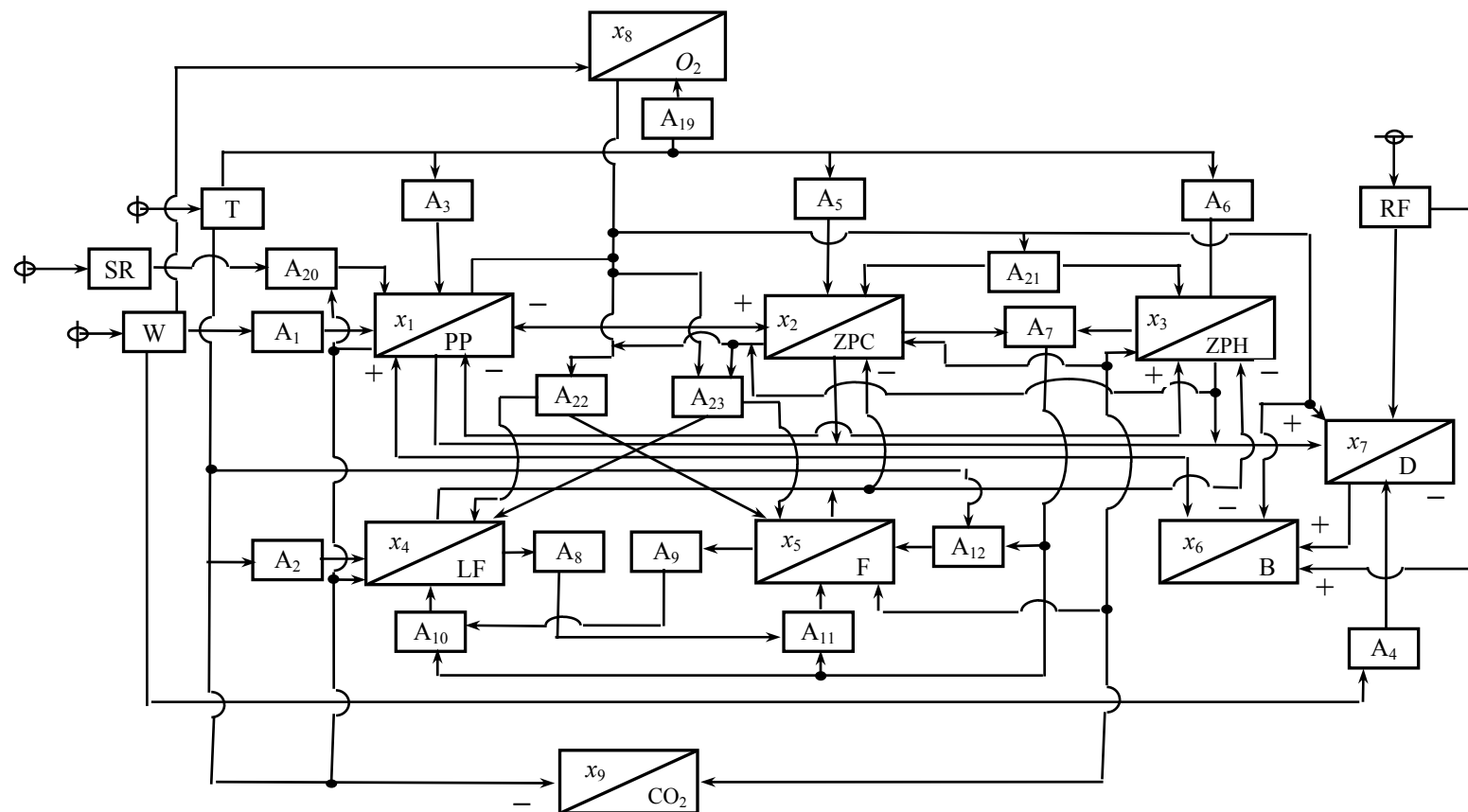


Рисунок 1.4.4. Концептуальная модель морской экосистемы.

В эти уравнения ABC модели экосистемы вводятся агенты управления и операторы лимитирования, учитывающие условия развития моделируемых процессов A_i и дополнительные функции f_i , которые представляют внешние влияния, формирующие изменчивость интегрированных процессов в морской экосистеме.

Концентрация фитопланктона подвержена влиянию температуры морской воды. Наилучшие условия для развития фитопланктона складываются при температуре 16 градусов C^0 . Для учета этих условий агент управления $A_3(T)$ был представлен в виде:

$$A_3(T) = A_{1/T} \exp[-\alpha_{1/T}(T-16)^2]. \quad (1.4.9)$$

Аналогичным образом влияние годового хода температуры морской воды было учтено в уравнениях для холодолюбивого зоопланктона x_2 агентом $A_5(T)$ и для теплолюбивого зоопланктона агентом $A_6(T)$:

$$A_5(T) = A_{5/T} \exp[-\alpha_{5/T}(T-12)^2], \quad (1.4.10)$$

$$A_6(T) = A_{6/T} \exp[-\alpha_{6/T}(T-23)^2], \quad (1.4.11)$$

$$A_{12}(T) = A_{12/T} \exp[\alpha_{12/T_1}(T-12)^2] \cdot \exp[-\alpha_{12/T_2}(T-23)^2]. \quad (1.4.12)$$

Параметры $A_n(T)$ и $\alpha_{n/T}$, (а так же подобные им параметры в формулах (1.4.9) – (1.4.12)), подбирались экспериментальным путем. В качестве примера на рисунке 1.4.3, приведена аппроксимация температурной зависимости личинок рыб, которая была представлена в уравнении для x_4 агентом управления:

$$A_2(T) = A_{2/TW} \exp[-\alpha_{2/TW}(T-21)^2], \quad (1.4.13)$$

$$A_{19}(T) = IF(T > T_0; 0; A_{19/T} \exp[-\alpha_{19/T}(T-21)^2]). \quad (1.4.14)$$

Условия формирования концентрации личинок рыб в зависимости от количества кормов и от количества рыб, производящих икру, определяли агенты управления $A_7(T)$, A_9 и A_{10} , которые учитывали также конечное время роста личинок рыб:

$$\begin{aligned} A_{10} &= \min[A_7(x_2, x_3), A_9(x_5)], \\ A_7 &= x_2 + x_3, \\ A_9 &= IF(x_5(t + \Delta t) - x_5(t) < 0; x_5(t); x_5(t) \cdot (1 - \exp(-\alpha_{45}t))). \end{aligned} \quad (1.4.15)$$

Аналогичным образом было выполнено моделирование условий формирования концентрации рыб:

$$A_{11} = \min[A_7(x_2, x_3), A_8(x_4)], \quad (1.4.16)$$

$$A_8 = IF(x_4(t + \Delta t) - x_4(t) < 0; x_4(t); x_4(t) \cdot (1 - \exp(-\alpha_{54}t))).$$

В целях упрощения в модели экосистемы не были представлены процессы дыхания живых организмов. Однако в модели использовано влияние приводного ветра на концентрацию детрита для того, чтобы косвенным образом учесть рост концентрации растворенного кислорода с увеличением ветрового перемешивания верхнего слоя моря. Считалось, что с ростом скорости ветра концентрация детрита уменьшается за счет более интенсивного окисления, а концентрация биогенов при этом возрастает. Поэтому агент управления $A_4(W)$ имел следующий вид:

$$A_4(W) = A_{4/W} \exp(-\alpha_{4/W}W). \quad (1.4.17)$$

Приведенная ниже группа агентов не только отслеживает лимитирующие факторы, но и учитывает запаздывание процессов роста по отношению к вызвавшим их причинам. Инертность процессов роста биомассы планктона и биоресурса объясняется естественными задержками, связанными с конечным временем роста живых организмов. Предположим так же, что сокращение численности организмов происходит без запаздывания, так как может быть вызвано мгновенным увеличением процента гибнущих организмов. Тогда интеллектуальные агенты могут быть представлены в следующей форме:

$$A_{20} = IF(M(t) - M(t - \tau) < 0; \min(x_9(t), SR(t)); [M(t) + [M(t - \tau) - M(t)] \exp(-\alpha_{20}t)])$$

$$M(t) = \min(x_9(t), SR(t)),$$

$$A_{21} = IF(M(t) - M(t - \tau) < 0; \min(x_1(t), x_8(t)); [M(t) + [M(t - \tau) - M(t)] \exp(-\alpha_{21}t)])$$

$$M(t) = \min(x_1(t), x_8(t)), \quad (1.4.18)$$

$$A_{22} = IF(M(t) - M(t - \tau) < 0; \min(x_2(t), x_8(t)); [M(t) + [M(t - \tau) - M(t)] \exp(-\alpha_{22}t)])$$

$$M(t) = \min(x_2(t), x_8(t)),$$

$$A_{23} = IF(M(t) - M(t - \tau) < 0; \min(x_3(t), x_8(t)); [M(t) + [M(t - \tau) - M(t)] \exp(-\alpha_{23}t)])$$

$$M(t) = \min(x_3(t), x_8(t)).$$

Вводятся в рассмотрение отклонения годового хода процессов в экосистеме от среднего многолетнего. Применение к отклонениям построенных выше уравнений позволяет создать динамико-стохастическую модель (DSM) интегральных процессов в экосистеме [7]. Ее назначением является слежение за изменчивостью процессов конкретного года путем усвоения данных наблюдений в DSM экосистемы.

Для иллюстрации данного алгоритма наблюдений рассматривается модельный эксперимент, имитирующий изменчивость процессов в морской экосистеме. Приведены результаты прогнозирования средних многолетних процессов в качестве реакции экосистемы на внешние воздействия. Восстанавливается годовая изменчивость процессов в конкретном году путем уточнения средних многолетних сценариев, за счет усвоения имитированных данных наблюдений в отдельные моменты времени.

Для проведения вычислений DSM экосистемы была представлена в конечно-разностном виде. Расчеты по модели проводились на 400 шагов безразмерного времени. Все переменные модели были приведены к единой безразмерной шкале изменчивости (0,10).

Были имитированы сценарии средних многолетних процессов, рассчитываемых по модели при средних многолетних внешних влияниях. На рисунке 1.4.5а показаны эти сценарии. В качестве средних многолетних внешних влияний использованы температура моря, модуль скорости приводного ветра, влияние речного стока и интенсивности светового излучения.

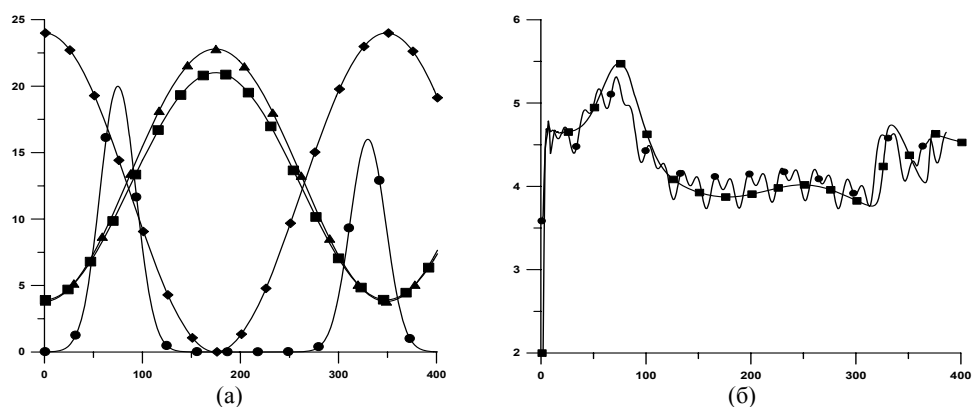


Рисунок 1.4.5. Внешние влияния на экосистему и результаты прогнозирования концентрации фитопланктона: а – температура (▲), ветер (◆), речной сток (●), солнечная радиация (■); б – прогноз концентрации для конкретного года (●), среднегодовой ход (■).

Далее была имитирована динамика процесса концентрации фитопланктона в течение конкретного года, которая рассматривалась как отклонения от соответствующих средних многолетних сценариев.

На рисунке 1.4.5б приведены результаты прогноза сценария концентрации фитопланктона для конкретного года. Прогноз выполнялся по трем точкам с шагом 5 делений по шкале безразмерного времени.

На рисунках 1.4.6а и 1.4.6б показаны результаты прогноза теплолюбивого и хладолубивого зоопланктона по данным наблюдений фитопланктона.

Более подробное изложение результатов проведенных экспериментов с моделью экосистемы можно найти в работах [3, 7].

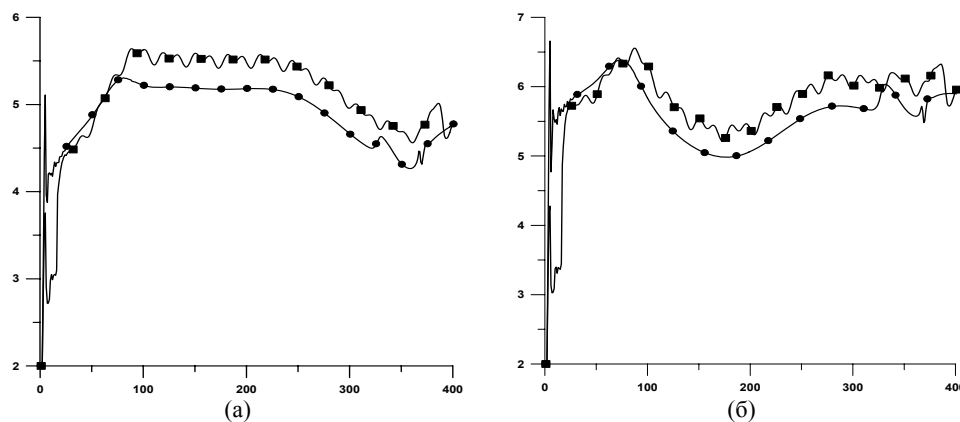


Рисунок 1.4.6. Прогноз концентраций зоопланктона по данным наблюдений фитопланктона для конкретного года: *а* – теплолюбивого (■), его среднегодовой ход (●); *б* – холодлюбивого (■), его среднегодовой ход (●).

Оценка пространственных распределений параметров морской экосистемы по данным дистанционного зондирования.

Используемый в *ABC*-методе принцип адаптивного баланса влияний обеспечивает непрерывную адаптацию временных сценариев процессов в морской экосистеме, которые связаны между собой причинно-следственными и, следовательно, корреляционными зависимостями. Наблюдаемые и ненаблюдаемые (рассчитываемые по модели) пространственные распределения параметров экосистемы так же связаны между собой пространственными корреляционными функциями. Поэтому *ABC*-модели должны быть в равной степени применимы как к временным процессам развития в морских экосистемах, наблюдаемым в отдельных точках полей, так и к пространственным реализациям этих полей. Располагая, например, картой поверхностной температуры моря, можно учесть в пространственном варианте *ABC*-модели влияние распределения температуры на распределения концентраций кислорода, зоопланктона и других переменных экосистемы.

Так как спутниковые наблюдения являются основным источником информации о состоянии морской поверхности, эти соображения открывают возможность оценки вдоль траектории пролета не наблюдаемых (или трудно наблюдаемых) распределений параметров экосистемы путем адаптации их модельных значений к данным дистанционного зондирования. Настоящая работа посвящена практическим аспектам реализации пространственного варианта упрощенной *ABC*-модели морской экосистемы для построения карт распределений концентраций кислорода, зоопланктона и биоресурса по данным дистанционного зондирования полей фитопланктона (хлорофилла) и поверхностной температуры моря.

Применение *ABC*-метода для оценки пространственных распределений параметров морской экосистемы.

В работах [1 – 2] можно найти примеры использования *ABC*-метода для построения временных сценариев процессов в интегральных моделях морских

экосистем. В этих работах рассматривалась реакция модели экосистемы на временные сценарии внешних воздействий, в качестве которых обычно выступают: годовой ход температуры верхнего слоя моря, его освещенность, скорость приводного ветра и др. Модульные уравнения *ABC*-метода связывали между собой физические скорости изменения интегральных параметров экосистемы со значениями этих параметров и внешними влияниями.

Однако, принимая во внимание рассмотренные выше концепции *ABC*-метода, ничто не препятствует использовать этот метод для получения профилей пространственных распределений параметров морской экосистемы. Отличием *ABC*-модели, предназначенной для расчета пространственных распределений, является только зависимость ее переменных не от времени t , а от пространственной координаты l . В этом варианте модель отражает адаптивный баланс (согласованность) пространственных сценариев (профилей) моделируемых процессов между собой и с заданными профилями внешних влияний.

Поясним эту идею на примере упрощенной модели морской экосистемы. Поставим своей целью построить оценки пространственных распределений биоресурса по данным о концентрации хлорофилла и поверхностной температуры моря. Обозначим $BR(l)$ – концентрацию биоресурса вдоль направления (траектории) l на поверхности моря. *ABC*-модель морской экосистемы, используемая для оценки этого параметра, должна содержать в своем составе основные процессы, обеспечивающие существование биоресурса в поверхностном слое.

В качестве этих параметров экосистемы будем использовать средние по верхнему слою моря значения концентраций фитопланктона PP , зоопланктона ZP , кислорода OX и биоресурса BR , под которым будем понимать концентрацию всех живых организмов, расположенных выше зоопланктона в пищевой цепи. В целях упрощения исключим из рассмотрения биогены и углекислый газ.

Будем использовать наблюдения поля концентрации хлорофилла $CH(l)$ в правой части уравнения для фитопланктона, полагая, что они представляют собой конечный результат влияния на концентрацию фитопланктона всех не учитываемых в модели процессов. Кроме того, учтем влияние поверхностной температуры моря на состояние экосистемы, поскольку эти данные обычно доступны для анализа. Наблюдения температуры и концентрации хлорофилла могут быть сняты, например, с карт соответствующих полей, построенных по данным дистанционного зондирования морской поверхности [4].

Для более реалистичного описания условий формирования процессов в экосистеме в структуру ее модели должны быть включены агенты управления [1 – 2]. Будем использовать агенты ресурсного лимитирования концентраций зоопланктона по фитопланктону и кислороду $A_{ZP}(PP, OX)$, а также биоресурса по зоопланктону и кислороду $A_{BR}(ZP, OX)$. Кроме того, введем агентов, обеспечивающих зависимость концентраций кислорода, зоопланктона и биоресурса от температуры моря.

Концептуальная модель экосистемы может быть представлена схемой причинно-следственных связей, изображенной на рисунке 1.4.7.

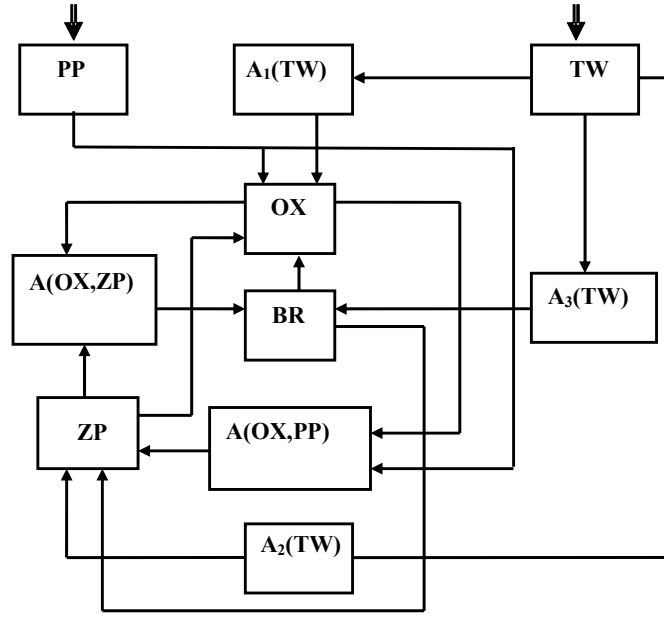


Рисунок 1.4.7. Адаптивная модель экосистемы для оценки пространственных распределений параметров экосистемы по данным дистанционного зондирования температуры и концентрации хлорофилла в верхнем слое моря.

Этой концептуальной модели соответствует следующая система уравнений пространственной ABC-модели вдоль направления l на морской поверхности:

$$\frac{dPP}{dl} = PP\{1 - 2[PP - a_{PP/CH}CH(l)]\},$$

$$\frac{dOX}{dl} = OX\{1 - 2[OX + a_{OX/BR}BR + a_{OX/ZP}ZP - a_{OX/PP}PP + a_{OX/TW}TW]\},$$

$$\frac{dZP}{dl} = ZP\{1 - 2[ZP + a_{ZP/BR}BR - A_{ZP}(PP, OX) - a_{ZP/TW} \exp[-\alpha_{ZP}(TW - TW_{ZP}^*)^2]]\}$$

$$\frac{dBR}{dl} = BR\{1 - 2[BR - A_{BR}(ZP, OX) - a_{BR/TW} \exp[-\alpha_{BR}(TW - TW_{BR}^*)^2]]\}$$

$$A_{ZP}(PP, OX) = a_{ZP/PP}PP(l)A_{ZP/PP}(l) + a_{ZP/OX}OX(l)A_{ZP/OX}(l)$$

$$a_{ZP/PP}PP(l) = IF[M_{ZP}(l) = PP(l); a_{ZP/PP}PP(l); 0]$$

$$A_{ZP/PP}(l) = IF[PP(l) < PP_c; 0; 1]$$

$$a_{ZP/OX} OX(l) = IF[M_{ZP}(l) = OX(l); a_{ZP/OX} OX(l); 0] \quad (1.4.19)$$

$$A_{ZP/OX}(l) = IF[OX(l) < OX_c; 0; 1]$$

$$M_{ZP} = \arg \min \{PP(l); OX(l)\},$$

$$A_{BR}(ZP, OX) = a_{BR/ZP} ZP(l) A_{BR/ZP}(l) + a_{BR/OX} OX(l) A_{BR/OX}(l)$$

$$a_{BR/ZP} ZP(l) = IF[M_{BR}(l) = ZP(l); a_{BR/ZP} ZP(l); 0]$$

$$A_{BR/ZP}(l) = IF[ZP(l) < ZP_c; 0; 1]$$

$$a_{BR/OX} OX(l) = IF[M_{BR}(l) = OX(l); a_{BR/OX} OX(l); 0]$$

$$A_{BR/OX}(l) = IF[OX(l) < OX_c; 0; 1]$$

$$M_{BR} = \arg \min \{ZP(l); OX(l)\}$$

В модели установлены нижние предельно допустимые концентрации фитопланктона PP_c , зоопланктона ZP_c и кислорода OX_c . Если лимитирующий параметр в данной точке пространственного сценария опускался ниже предельно допустимого значения, агенты управления обращали его в нуль. Наиболее благоприятные для развития зоопланктона и биоресурса значения температуры верхнего слоя моря обозначены TW_{ZP}^* и TW_{BR}^* соответственно.

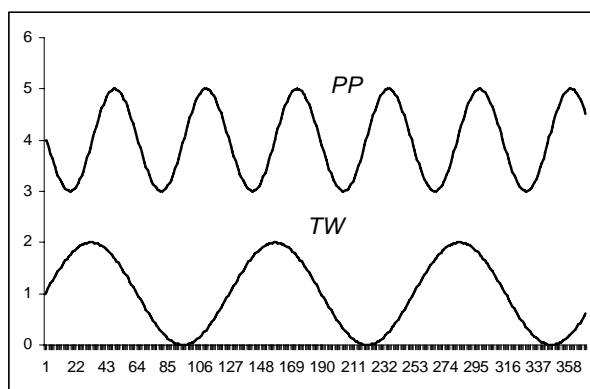
Вычислительные эксперименты с моделью экосистемы.

В первом вычислительном эксперименте было выполнено тестирование модели экосистемы в условиях, когда пространственные профили измерений поверхностной температуры и концентрации хлорофилла представляют собой простые гармонические функции, изображенные на рисунке 1.4.8а.

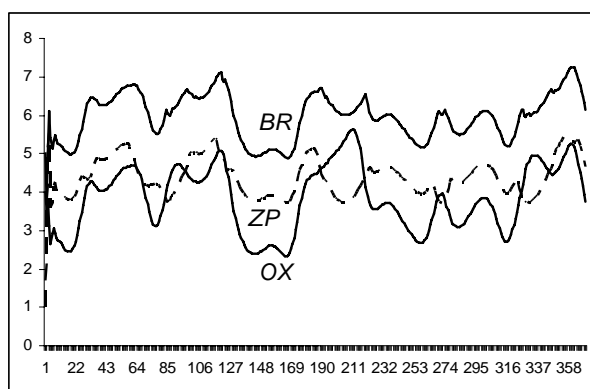
Все переменные модели были приведены к единой безразмерной шкале изменчивости (0,10) при помощи линейного преобразования и нормировки на максимальные значения реальных размерных переменных [1]. Коэффициенты влияний в динамических уравнениях модели были выбраны из интервала значений (0,1; 0,5). Параметры модели имели следующие значения: $a_{ZP/TW} = a_{BR/TW} = 2$, $\alpha_{ZP} = \alpha_{BR} = 0,001$, $TW_{ZP}^* = TW_{BR}^* = 4,5 \cdot 10^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}$. Нижние предельно допустимые концентрации не были установлены: $PP_c = ZP_c = OX_c = 0$.

Пространственные сценарии, полученные с помощью модели в этом эксперименте, показаны на рисунке 1.4.8б. Прежде всего, обращает на себя внимание сложный характер изменчивости этих сценариев по сравнению теми простыми гармоническими функциями внешних влияний, которые были поданы на вход вычислительного алгоритма модели. Доминирующее влияние на

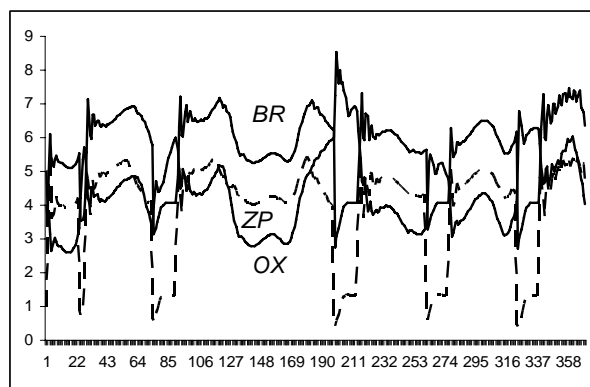
формирование сценария концентрации кислорода имело пространственное распределение температуры. Второй влияющий фактор – выделение кислорода фитопланктоном значительно усложнил этот сценарий.



a



б



в

Рисунок 1.4.8. Результаты тестовых экспериментов по расчету пространственных распределений ненаблюдаемых параметров экосистемы с помощью *ABC*-модели.

При формировании пространственного распределения зоопланктона ведущая роль принадлежала агенту лимитирования $A_{ZP}(PP, OX)$, который ориентировал текущее значение концентрации $ZP(l)$ при движении в поле вдоль имитированной траектории на минимальное из двух значений: $PP(l)$ и $OX(l)$. Подобным же образом происходило формирование пространственного сценария концентрации биоресурса. Агент лимитирования $A_{BR}(ZP, OX)$ выбирал минимальное из двух значений $ZP(l)$ и $OX(l)$, о чем свидетельствуют, например, сценарии на рисунке 1.4.8б для участка траектории (190, 220). На этом участке концентрация зоопланктона была ниже концентрации кислорода, вследствие чего сценарий биоресурса был подчинен сценарию зоопланктона.

Во втором эксперименте было поставлено дополнительное условие: концентрация фитопланктона не должна опускаться ниже предельно допустимого значения $PP_c = 3,3$. Как следует из рисунка 1.4.8а, при этом условии агент $A_{ZP/PP}(l)$ в уравнении для концентрации зоопланктона должен был резко ограничивать значение этой концентрации, что привело к дальнейшему значительному усложнению всех рассчитываемых пространственных сценариев. Об этом свидетельствует рисунок 1.4.8в, на котором к зонам низкой концентрации фитопланктона приурочены зоны существенного падения концентраций зоопланктона и биоресурса, сопровождаемые подъемами значений концентрации кислорода.

Оценка пространственных распределений параметров морской экосистемы по данным дистанционного зондирования морской поверхности.

Рассмотренная выше ABC -модель морской экосистемы (1.4.19) была применена при проведении вычислительных экспериментов с использованием данных дистанционного зондирования северо-западного района Черного моря, полученных со спутника [4]. Данные наблюдений представляли собой измерения полей концентрации хлорофилла и поверхностной температуры моря, приведенные к узлам квадратной сетки, покрывающей район.

Для объективной оценки коэффициентов влияний в уравнениях модели экосистемы необходимо располагать рядами наблюдений всех параметров экосистемы вдоль некоторой траектории пролета спутника. С определенной погрешностью для этой цели могли бы быть использованы временные ряды наблюдений в отдельной точке поля, если принять, например, гипотезу Тейлора о существовании связи между пространственными и временными корреляционными функциями случайных полей [5]. В реальности такие данные требуют постановки специальных подспутниковых экспериментов.

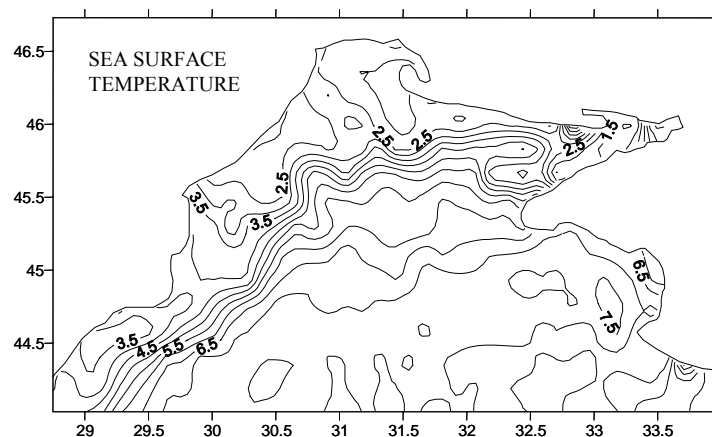
В виду отсутствия упомянутых наблюдений коэффициенты влияний были выбраны из соображений компромисса между чувствительностью модели (1.4.19) к используемым спутниковым измерениям полей CH и TW и устойчивостью вычислительного алгоритма модели. Косвенным подтверждением обоснованности подобного выбора могут служить известные из литературных источников зависимости концентраций зоопланктона и биоресурсов на северо-западном шельфе Черного моря от условий питания и

концентрации кислорода в зимнее время года [6]. Используемые в расчетах значения коэффициентов приведены в таблице 1.4.1.

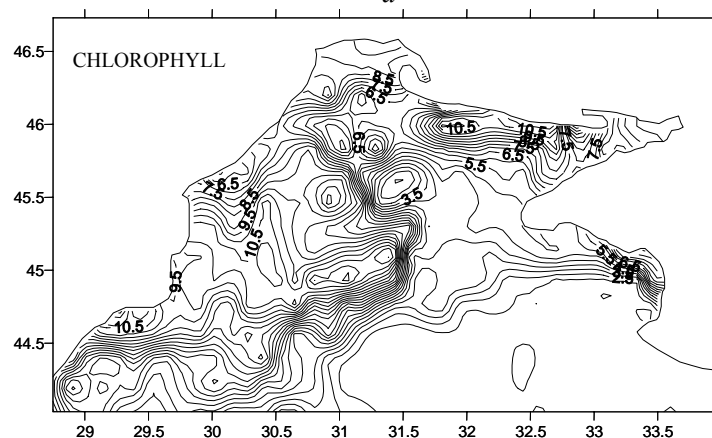
На рисунках 1.4.9а, б показаны поля концентраций поверхностной температуры и хлорофилла, построенные по данным дистанционного зондирования морской поверхности. Эти данные были использованы в вычислительных экспериментах по оценке пространственных распределений параметров морской экосистемы *ABC*-методом.

Таблица 1.4.1. Таблица коэффициентов.

$a_{MM/NN}$	PP	OX	ZP	BR	CH	TW
PP	1	0,6	-0,4	0	0,5	-0,3
OX	0,6	1	-0,2	-0,2	0	-0,2
ZP	0	0,4	1	-0,4	0	0,1
BR	0	0,4	0,4	1	0	0,1



а



б

Рисунок 1.4.9. Используемые в расчетах поля концентраций поверхностной температуры (а) и хлорофилла (б), построенные по данным дистанционного зондирования морской поверхности.

Для удобства графического изображения результатов расчетов все моделируемые процессы, а также данные наблюдений были приведены к единой безразмерной шкале изменчивости $[0,10]$. В первой серии вычислительных экспериментов были построены профили пространственных распределений параметров экосистемы вдоль отдельных направлений. Примеры полученных зональных профилей этих параметров, рассчитанные на широте $45^{\circ} 47'$, показаны на рисунке 1.4.10а, б. При проведении расчетов с целью упрощения границы зон гомеостазиса для живых объектов экосистемы не устанавливались. Однако агенты лимитирования концентраций зоопланктона $A_{zp}(PP, OX)$ и биоресурса $A_{br}(ZP, OX)$ были включены.

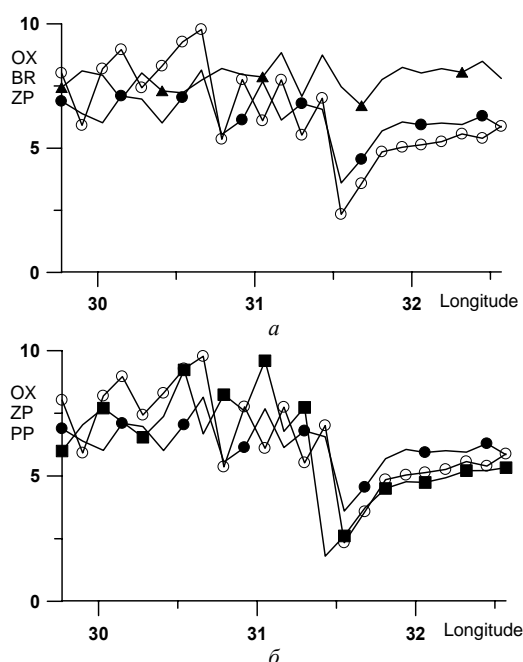


Рисунок 1.4.10. Пространственные распределения параметров экосистемы на широте $45^{\circ} 47'$, рассчитанные по модели (1.4.19) с использованием данных наблюдений, приведенных на рисунке 1.4.9; (а) \circ – OX ; \bullet – ZP ; \blacktriangle – BR ; (б) \circ – OX ; \bullet – ZP ; \blacksquare – PP .

Сопоставляя пространственную изменчивость концентраций кислорода, фито- и зоопланктона, а так же биоресурса на широте $45^{\circ} 47'$ с исходными полями температуры и концентрации хлорофилла, изображенными на рисунке 1.4.9, можно видеть, что они находятся в качественном согласии с распределениями исходных полей. Результаты действия агентов лимитирования можно проследить по профилям, изображенным на рисунке 1.4.10. Так, например, график концентрации зоопланктона на рисунке 1.4.10б отчетливо следует за минимальным из двух ресурсных для него значений: фитопланктона или кислорода. Отсутствие значительного разброса величин параметров относительно общего для них среднего значения свидетельствует о том, что

использованные в модельных расчетах коэффициенты влияний (см. табл. 1.4.1) были выбраны правильно.

Во второй серии экспериментов адаптивная модель экосистемы (1.4.19) с коэффициентами влияний из таблицы 1.4.1 была последовательно использована на всех широтных разрезах полей поверхностной температуры и концентрации хлорофилла, приведенных на рисунке 1.4.10. Это позволило построить карты пространственных распределений параметров экосистемы, изображенные на рисунках 1.4.11 и 1.4.12.

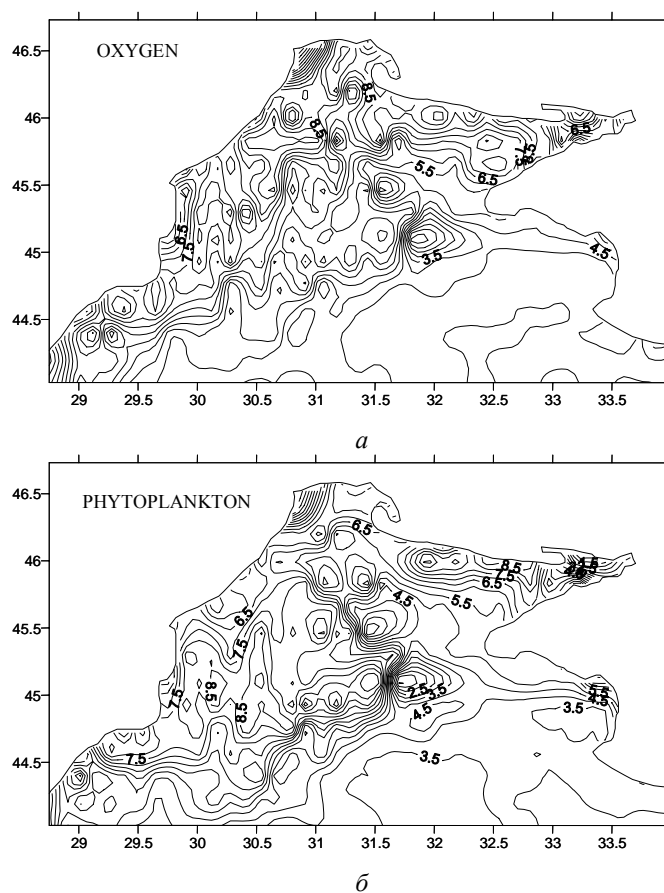


Рисунок 1.4.11. Карты концентраций кислорода (а) и фитопланктона (б) построенные методом адаптивного баланса влияний при помощи модели экосистемы (1.4.19).

В соответствии с моделью (1.4.19) распределения концентрации фитопланктона определялись исключительно данными спутниковых наблюдений по концентрации хлорофилла. Поэтому карты этих полей (см. рис. 1.4.9б и рис. 1.4.11б) практически идентичны. Иная ситуация была характерна для распределений концентрации кислорода, так как они одновременно находились под влиянием данных наблюдений по хлорофиллу и температуре. Поэтому карта концентраций кислорода, приведенная на рисунке 1.4.11а, заметно отличается от карты концентраций фитопланктона и отражает на себе

влияние изолиний температурного поля.

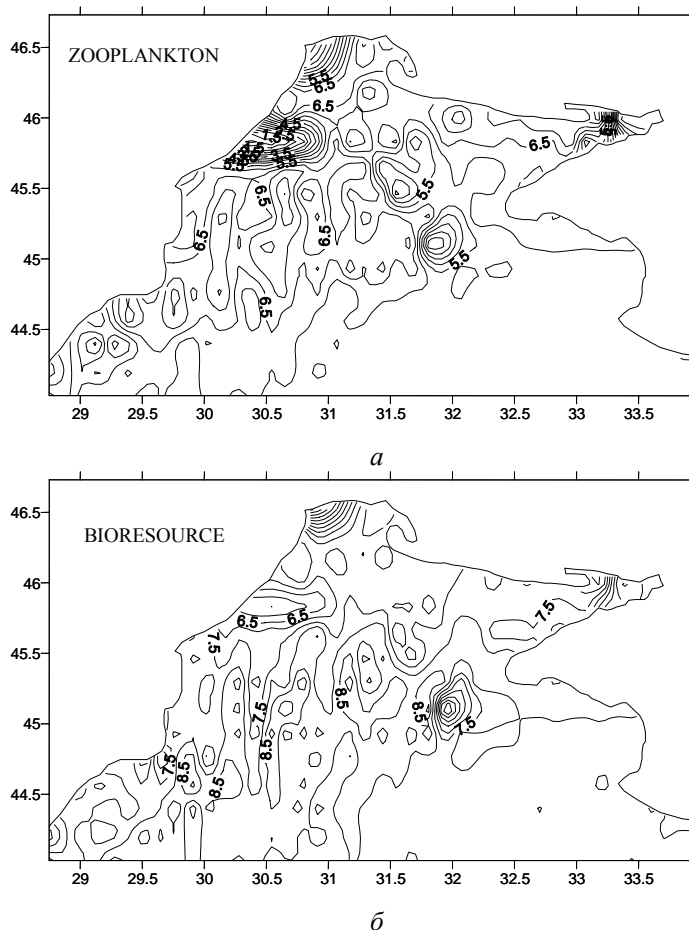


Рисунок 1.4.12. Карты концентраций зоопланктона (а) и биоресурса (б), построенные методом адаптивного баланса влияний при помощи модели экосистемы (1.4.19).

Карта концентраций зоопланктона, сформированная под влиянием агента лимитирования этих концентраций по фитопланктону и кислороду, показана на рисунке 1.4.12а. Она еще более отличается от рассмотренных выше карт, поскольку на фоне незначительной по амплитуде изменчивости случайного характера она содержит несколько локальных зон экстремальных значений. В частности, эти зоны, расположенные в районе 46° с.ш. и $30,5^{\circ}$ в.д., а так же в районе 45° с.ш. и 32° в.д., прослеживаются и на карте концентрации биоресурса, приведенной на рисунке 1.4.12б.

Таким образом, предложенный нами *ABC*-метод позволил построить формальные динамические модели экосистем *СЗШ ЧМ* и учесть в них данные многолетних наблюдений об особенностях формирования планктонного сообщества в этом районе моря. Динамические модели интегрированных процессов, развивающихся в морской экосистеме, позволяют прогнозировать возможные сценарии внутригодовой изменчивости этих процессов при

различных не типичных факторах внешних влияний климатического или антропогенного происхождения.

Список литературы

1. Тимченко И.Е., Игумнова Е.М., Тимченко И.И. Системный менеджмент и ABC-технологии устойчивого развития. – Севастополь.: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2000. – 225 с.
2. Еремеев В.Н., Игумнова Е.М., Тимченко И.Е. Моделирование эколого-экономических систем. – Севастополь.: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2004. – 320 с.
3. Тимченко И.Е., Жоров В.А., Игумнова Е.М., Лазарчук И.П. Динамическая модель интегрированных процессов в экосистеме северо-западного шельфа Черного моря. // Морской гидрофизический журнал, 2007. – № 4 –С. 48 – 69.
4. Пухтяр Л.Д., Станичный С.В. Тимченко И.Е. Оптимальная интерполяция данных дистанционного зондирования морской поверхности. // Морской гидрофизический журнал, 2009. – №4 – С. 34 – 50.
5. Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидромеханика: в 2-х т. – М.: Наука, 1965, 1967. т.1 – 630 с., т. 2. – 720 с.
6. Ковалев А.В., Финенко З.З., Островская Н.А. и др. Планктон Черного моря. – Киев.: Наукова думка, 1993. – 280 с.
7. Лазарчук И.П. Имитация сценариев интегральных процессов в морской экосистеме – Сб. научн. трудов. «Системы контроля окружающей среды» – Севастополь 2007 г – С. 160 – 162.

2. УСЛОВИЯ И ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ БОЛЬШОЙ ЧЕРНОМОРСКОЙ ЭКОСИСТЕМЫ

2.1. ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЧИВОСТИ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ И БИООПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК НА ПОВЕРХНОСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ И КОНТАКТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

К настоящему времени, в результате проведения многочисленных океанографических съемок, выполнения комплексных междисциплинарных отечественных и международных экспериментов, сложились общие представления о крупномасштабных чертах гидрологической структуры вод Черного моря. По данным экспедиционных исследований [1 - 3], спутниковой альтиметрии [4] и результатов диагностических расчетов и численного моделирования [5 - 9] было показано, что циркуляция вод Черного моря представляет собой систему циклонических и антициклонических круговоротов, которая существенно изменяется от сезона к сезону. В январе-марте наблюдается единый циклонический круговорот с центром в восточной части моря; в апреле-мае – единый круговорот с центром в западной части моря; в июне-июле – два круговорота, при этом западный более интенсивен; в августе-сентябре – два круговорота, из них более интенсивен восточный; в октябре-декабре – два круговорота равной интенсивности. Антициклонические круговороты (Севастопольский, Синопский, Батумский) усиливаются, главным образом, в летний период.

Для среднегодового распределения температуры поверхности моря (ТПМ) характерен ее рост в направлении с северо-запада к юго-востоку. Сезонная изменчивость температуры ограничена в основном верхним слоем 0-75 м. Установлено, что в зимний период в центрах западного и восточного циклонических круговоротов четко выражены локальные минимумы температуры, характеризующие источники обновления вод холодного промежуточного слоя. В южной части моря (у Анатолийского побережья) с мая по октябрь наблюдается локальный минимум ТПМ, вызванный апвеллингом. Максимального развития апвеллинг достигает в июне. Наибольшая сезонная изменчивость температуры отмечается в мелководной северо-западной части моря, где размах ее внутригодовых колебаний на поверхности достигает 20°C. Минимальный размах сезонных вариаций ТПМ (16°C) наблюдается в области, прилегающей к южному берегу Крыма, и в зоне действия Севастопольского антициклона [2, 9 - 13].

Распределение солёности на поверхности (СПМ) характеризуется повышенными значениями в центральной части моря и пониженными в прибрежной зоне, что обусловлено речным стоком и общей схемой вертикальных движений в Черном море. Сезонный ход солёности качественно отличается от внутригодовой эволюции поля температуры [9 - 11]. В слое 0-50 м минимальные значения температуры в зимний период соответствуют максимальным значениям солёности, и, наоборот, солёность минимальна в летний период, когда температура максимальна.

В последние годы, в связи с участвовавшими природными катаклизмами, большое внимание уделяется изучению межгодовой изменчивости гидрологических полей. Понимание реакции моря на происходящие региональные климатические изменения необходимо для решения целого комплекса экологических и природоохранных проблем. Исследования, выполненные в этом направлении, указывают на важную роль межгодовых вариаций в общем спектре изменчивости термохалинных полей Черного моря [12 - 21]. Показано, что в различных районах моря межгодовые вариации могут иметь разную интенсивность [9]. Отмечено, что в среднем наблюдается потепление верхнего слоя Черного моря за последние десятилетия на 1-2°C [17].

Несмотря на успехи в исследовании структуры вод Черного моря, современные задачи, связанные с рациональным использованием его минеральных, биологических ресурсов и сохранением экосистемы, требуют дальнейшего уточнения пространственно-временных особенностей циркуляции, термохалинной и гидрохимической структуры вод. Оценки межгодовой изменчивости структуры вод либо осреднены по всей акватории моря [12], либо относятся к ограниченному району [20, 21] или отдельным сезонам [19]. До сих пор остается слабо изученной общая схема и изменчивость климатических термохалинных фронтов Черного моря, не существует их общепринятая номенклатура.

Результаты совместного анализа изменчивости циркуляции, термохалинных полей, фронтов и биологических характеристик в литературе представлены крайне слабо. Это связано с тем, что количества данных контактных измерений биологических параметров пока недостаточно, чтобы достоверно описать их нормальный сезонный цикл и, тем более, исследовать межгодовую изменчивость. В качестве косвенных показателей распределения биологических полей широко используются гидрооптические характеристики, количество измерений которых значительно больше. В настоящее время стали доступны результаты обобщения спутниковых измерений гидрологических и гидрооптических характеристик, выполненных с высоким пространственно-временным разрешением [22, 23]. Спутниковый мониторинг делает сопоставимыми обеспеченности гидрооптических и гидрологических данных, что существенно расширяет наши представления об изменчивости оптических полей в поверхностном слое и дает возможность оценить взаимосвязь распределения оптических характеристик с термохалинной структурой и кинематикой вод, позволяет детально исследовать на основе современных массивов контактных и спутниковых данных особенности крупномасштабной изменчивости геострофической циркуляции, термохалинных полей,

температурных фронтов, полей концентрации хлорофилла и показателей рассеяния и поглощения света на поверхности Черного моря.

Для анализа сезонной изменчивости полей температуры, солёности и геострофических течений использовался современный массив гидрологических измерений, созданный на основе банков океанографических данных МГИ НАН Украины и МО УкрНИГМИ. Фактические измерения были интерполированы на стандартные горизонты в узлы регулярной сетки 18×18 км [9]. Внутригодовая изменчивость геострофических потоков анализировалась по среднемесячным экстремумам скорости на зональных и меридиональных сечениях [24, 25].

Изменчивость поля ТПМ исследовалась также по данным массива спутниковых измерений за период с 1986 по 2002 гг. со среднемесячным осреднением в узлах сетки 18×18 км [23]. В каждом узле сетки был составлен временной ряд ТПМ из 204 членов с дискретностью 1 месяц. Далее рассчитывались среднеквадратичные отклонения для сезонного ($СКО_{сез}$) и межгодового ($СКО_{меж}$) уровней изменчивости, отношение сезонной и межгодовой изменчивости $СКО_{сез}/СКО_{меж}$ и коэффициенты линейных трендов ТПО за 17 лет [25, 26]. Кроме того, внутригодовая изменчивость термохалинных параметров и составляющих скорости геострофических течений изучалась с помощью гармонического анализа. Были рассчитаны амплитудно-фазовые характеристики этих полей и оценена их значимость. Показано, что на большей части акватории Черного моря амплитуды годовых гармоник ($A_{год}$) ТПМ и скоростей течений как по контактному, так и по спутниковым данным, на порядок превышает стандартное отклонение остаточного ряда. Выявлен высокий уровень статистической связи между пространственными распределениями среднемесячных полей и амплитудно-фазовых характеристик ТПМ по контактному и спутниковым данным. Значения коэффициента корреляции R при 95%-ном уровне значимости соответственно составляют 0.97 и 0.88 [25].

Для исследования структуры и изменчивости температурных фронтов по спутниковым данным были рассчитаны поля меридиональных (МГТ) и зональных (ЗГТ) градиентов ТПМ, осреднённых по месяцам за 17 лет. Фронты выделялись и идентифицировались по методике, изложенной в [25, 27]. Размерность градиентов в $^{\circ}\text{C}/18$ км далее по тексту опускается, а их значения приводятся в скобках. Межгодовая изменчивость фронтов анализировалась по величинам среднегодовых и среднемесячных аномалий экстремума МГТ, температуры на оси фронта и значения широты, на которой наблюдался фронт. Затем были рассчитаны кросскорреляционные функции между аномалиями характеристик фронтов и индексами атмосферной циркуляции ЮК (Южное колебание) и САК (Северо-Атлантическое колебание) [28].

Изменчивость биооптических характеристик исследовалась по данным Атласа [22] за период с 1998 по 2004 гг. Методика оцифровки карт Атласа и получения рядов численных значений концентрации хлорофилла “а” ($Chl-a$), показателей обратного рассеяния света частицами (Bbp) и поглощения света желтым веществом (Ag) изложена в [29]. В каждом узле регулярной сетки 10×10 миль вычислялись среднегодовые и среднемесячные нормы концентрации $Chl-a$, Bbp и Ag и их амплитудно-фазовые характеристики. По фактическим

среднемесячным данным на меридиональных и зональных сечениях проводился совместный анализ изменчивости гидрооптических характеристик и геострофических течений [30, 31].

Результаты исследования пространственно-временной изменчивости гидрологических и гидрооптических полей на поверхности Черного моря по контактными и спутниковым данным позволили уточнить ее региональные особенности и дать новые количественные оценки этой изменчивости.

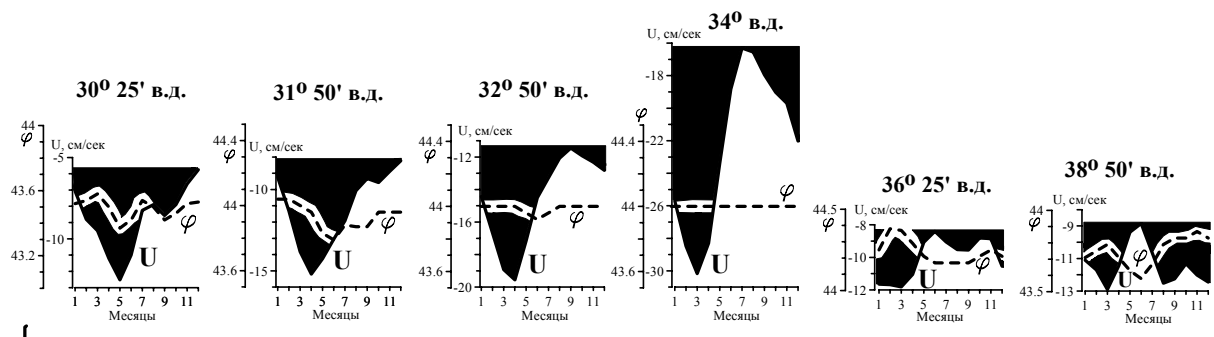
Циркуляция вод. Распределение амплитуды годовой гармоника зональной скорости U геострофического потока показывает, что максимальные амплитуды сезонной изменчивости зональной скорости течения наблюдаются у Крымского (до 6 см/с) и Анатолийского (до 8 см/с) побережий и в юго-восточной части моря (до 6 см/с). Для внутригодового хода зональной скорости Основного Черноморского течения (ОЧТ) повсеместно характерно ее усиление в конце зимы – начале весны (максимум в марте-апреле) (рис. 2.1.1).

Для распределения амплитуды годовой гармоника меридиональной скорости V геострофического потока характерна более пятнистая картина. Области высоких значений $A_{\text{год}} V$ располагаются в основном вдоль северного и южного побережий, характеризуя интенсивное меандрирование ОЧТ в сезонном цикле. Максимальные значения амплитуды несколько ниже, чем для зональной составляющей, и отмечаются к западу и востоку от Крымского полуострова (до 4.5 см/с), у берегов Кавказа (до 4 см/с) и в восточной части Анатолийского побережья (5 см/с).

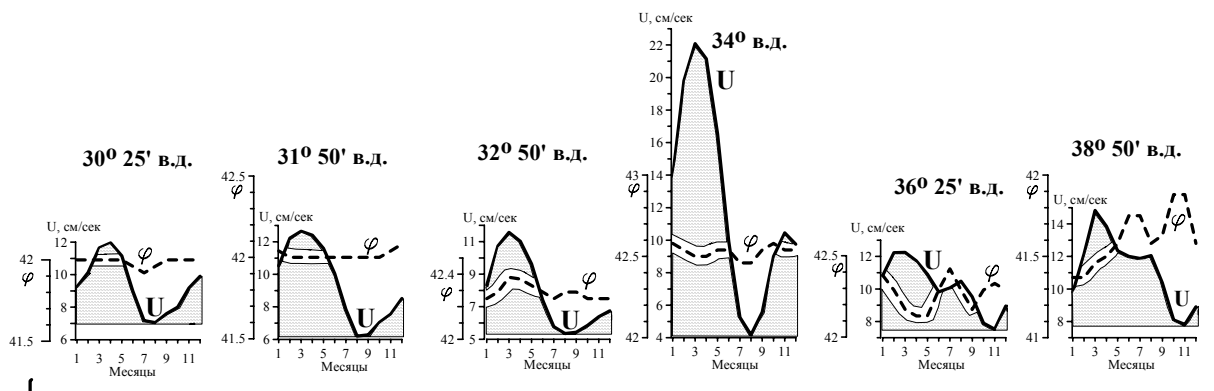
Анализируя внутригодовой ход скоростей U , отметим, что на зональных границах круговоротов наиболее интенсивный рост скорости наблюдается, начиная с осени (сентябрь-ноябрь), и продолжается до весны (март-май). В конце весны и летом происходит резкое ослабление зональной скорости, которая достигает минимальных значений преимущественно в конце лета и начале осени (рис. 2.1.1).

Внутригодовое распределение геострофических скоростей V , формирующих меридиональные периферии круговоротов, также указывает на их интенсивную сезонную изменчивость (рис. 2.1.2а). На западной периферии западного циклонического круговорота, где поток ОЧТ направлен на юг, максимальные скорости отмечаются в мае (рис. 2.1.2б), тогда как его восточная периферия наиболее четко проявляется в августе (рис. 2.1.2в). В восточном круговороте меридиональные скорости изменяются с полугодовым периодом (рис. 2.1.2г, д). На западной границе этого круговорота усиление скорости наблюдается в марте и сентябре, а на восточной – в апреле и сентябре. В целом, отмечается общее усиление меридиональной циркуляции в центральной и восточной части моря в конце лета – начале осени. В это время на западной границе моря ОЧТ ослаблено. Характерно, что интенсификация ОЧТ на западе (май) приблизительно совпадает с периодом ослабления меридиональной циркуляции в восточной части моря.

Отметим, что интенсификация восточной границы западного циклонического круговорота наблюдается на фоне общего ослабления зональной циркуляции.



а



б

Рисунок 2.1.1. Сезонный ход зональной геострофической скорости U в стрекне ОЧТ и его широтного положения φ вдоль $30^{\circ}25'$, $31^{\circ}50'$, $32^{\circ}50'$, 34° , $36^{\circ}25'$ и $38^{\circ}50'$ в.д. на северной (а) и южной (б) перифериях циклонических круговоротов.

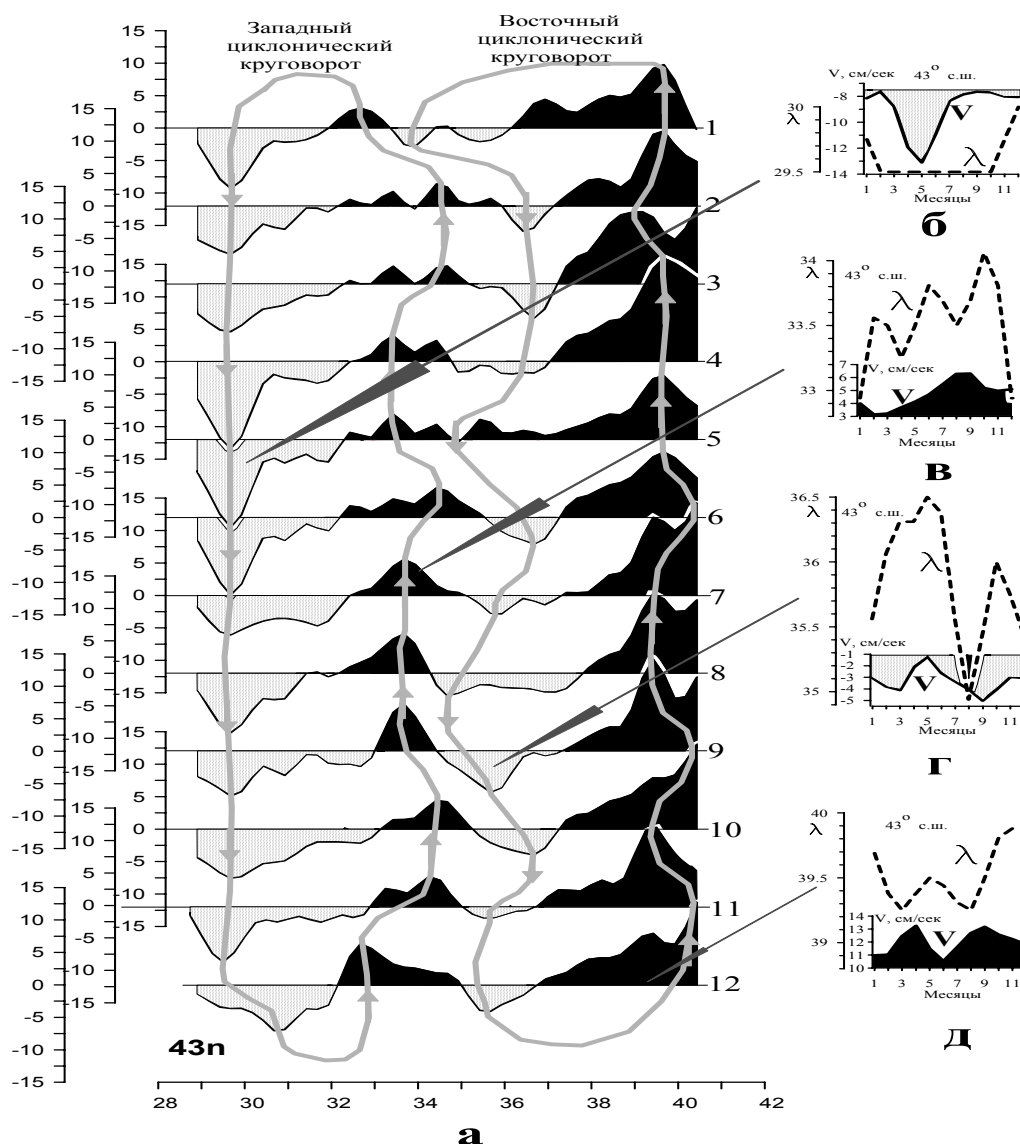


Рисунок 2.1.2. Внутригодовая изменчивость меридионального компонента V геострофической скорости вдоль 43° с.ш. (а) и ее максимумов на западной и восточной пограничных областях круговоротов (б-д).

Изменчивость пространственной структуры круговоротов показывает, что минимум зональной скорости, соответствующий положению их широтной оси, большей частью не совпадает с минимумом меридиональной скорости (рис. 2.1.3). Только на восточной периферии западного циклонического круговорота в январе-феврале наблюдается совпадение этих минимумов. В этот период на западной периферии восточного круговорота наблюдается значимая меридиональная составляющая скорости в южном направлении. Таким образом, в январе-феврале циркуляция в Черном море представляется в виде основного

циклонического круговорота, на фоне которого сохраняется восточный круговорот. В марте-апреле усиливается западный круговорот и ослабевает восточный. В мае восточный круговорот практически разрушается и в июне-июле его западная периферия значительно ослаблена. С августа по декабрь оба круговорота достаточно хорошо развиты. Отмечается некоторое ослабление западного циклонического круговорота в октябре-ноябре (рис. 2.1.4).

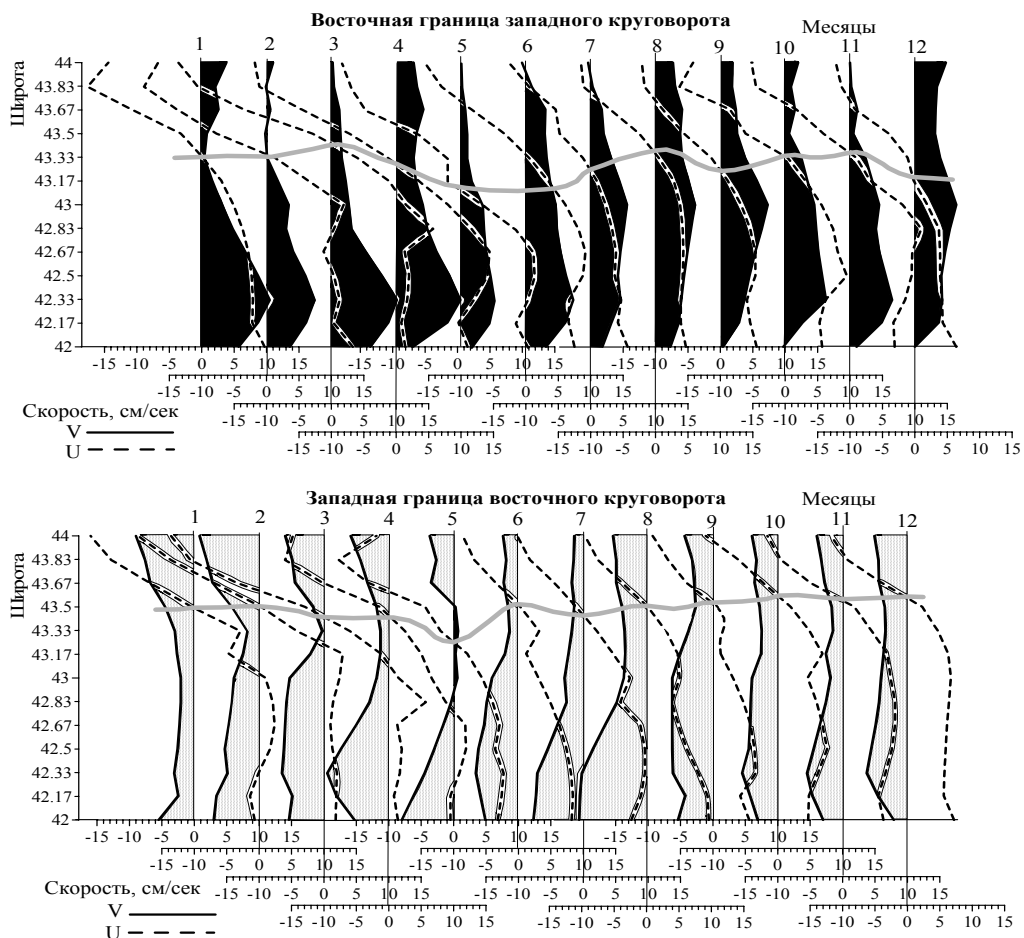


Рисунок 2.1.3. Внутригодовая изменчивость меридиональной (сплошные линии) и зональной (штриховые линии) составляющих геострофической скорости вдоль пограничных периферий циклонических круговоротов. Жирными серыми линиями показано положение широты смена знака U на восточной (западной) периферии западного (восточного) циклонического круговорота.

Сезонная изменчивость ТПМ. Распределения $СКО_{сез}$ (рис. 2.1.5а) и амплитуд годовой гармоники поля ТПМ (рис. 2.1.5б, в) подтверждают полученный ранее вывод о том, что наибольшая сезонная изменчивость ТПМ наблюдается в северо-западной части Черного моря с максимальными величинами ($СКО_{сез} > 7.5^{\circ}C$, $A_{год} > 10.0^{\circ}C$) в районе г. Одессы. Высокий уровень сезонной изменчивости ТПМ ($СКО_{сез} > 6.8^{\circ}C$, $A_{год} > 9.0^{\circ}C$) отмечается в юго-

западной части моря и в районе Босфора, а также в центральной части восточного циклонического круговорота. Область минимальной сезонной изменчивости ($СКО_{сез} < 6.5^{\circ}C$, $A_{год} < 6.0^{\circ}C$) вытянута узкой полосой вдоль побережья Кавказа. Южнее Керченского пролива, Крымского побережья и западнее Крыма эта область заметно расширяется и простирается примерно до 31° в.д. Еще одна область с минимальной сезонной изменчивостью ТПМ ($СКО_{сез} < 6.6^{\circ}C$, $A_{год} < 8.8^{\circ}C$) наблюдается вдоль Анатолийского побережья между 34° и 37° в.д.

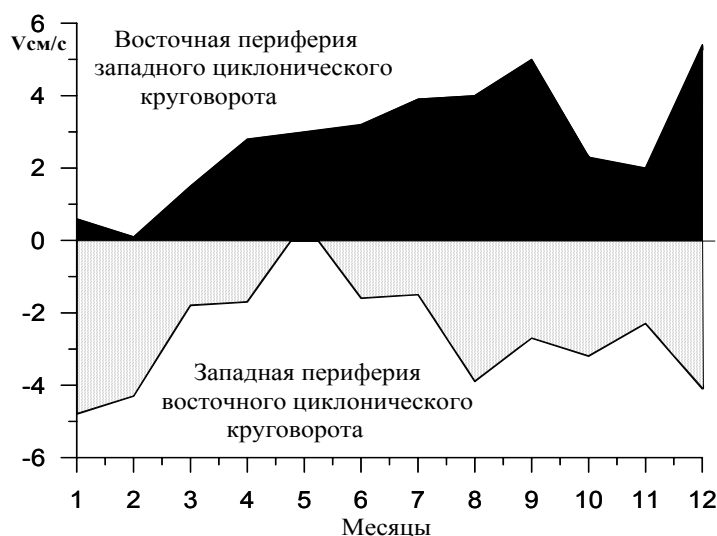


Рисунок 2.1.4. Внутригодовая изменчивость меридиональной составляющей геострофической скорости на горизонте 0 м в центральной части моря, где зональная составляющая скорости близка к нулю.

Пространственное распределение ТПМ в областях минимальной сезонной изменчивости имеет свои особенности (рис. 2.1.6). В холодное время года вдоль Крымского побережья наблюдается язык более теплых вод, который вытянут вдоль Основного Черноморского течения. Положение этой полосы теплых вод примерно совпадает с областью минимальной сезонной изменчивости ТПМ (рис. 2.1.5).

Распределение фазы годовой гармоника показывает, что максимальная температура на всей акватории Черного моря наблюдается в августе. Исключение составляет мелководный Каркинитский залив, где ТПМ достигает максимума в июле.

Сезонная изменчивость СПМ. Распределение амплитуды годовой гармоника поля СПМ показывает, что наибольшая сезонная изменчивость СПМ наблюдается в северо-западной части Черного моря с максимальными величинами ($A_{год} > 1.5\text{‰}$) в районе г. Одессы, Белгород-днестровского лимана и между устьем р. Дунай и о. Змеиный (рис. 2.1.7а). Высокий уровень сезонной изменчивости СПМ ($A_{год} > 0.4\text{‰}$) отмечается также в восточной части моря вдоль побережья Кавказа. Области минимальной сезонной изменчивости ($A_{год} <$

0.08‰) располагаются на южных перифериях западного и восточного циклонических круговоротов (рис. 2.1.76).

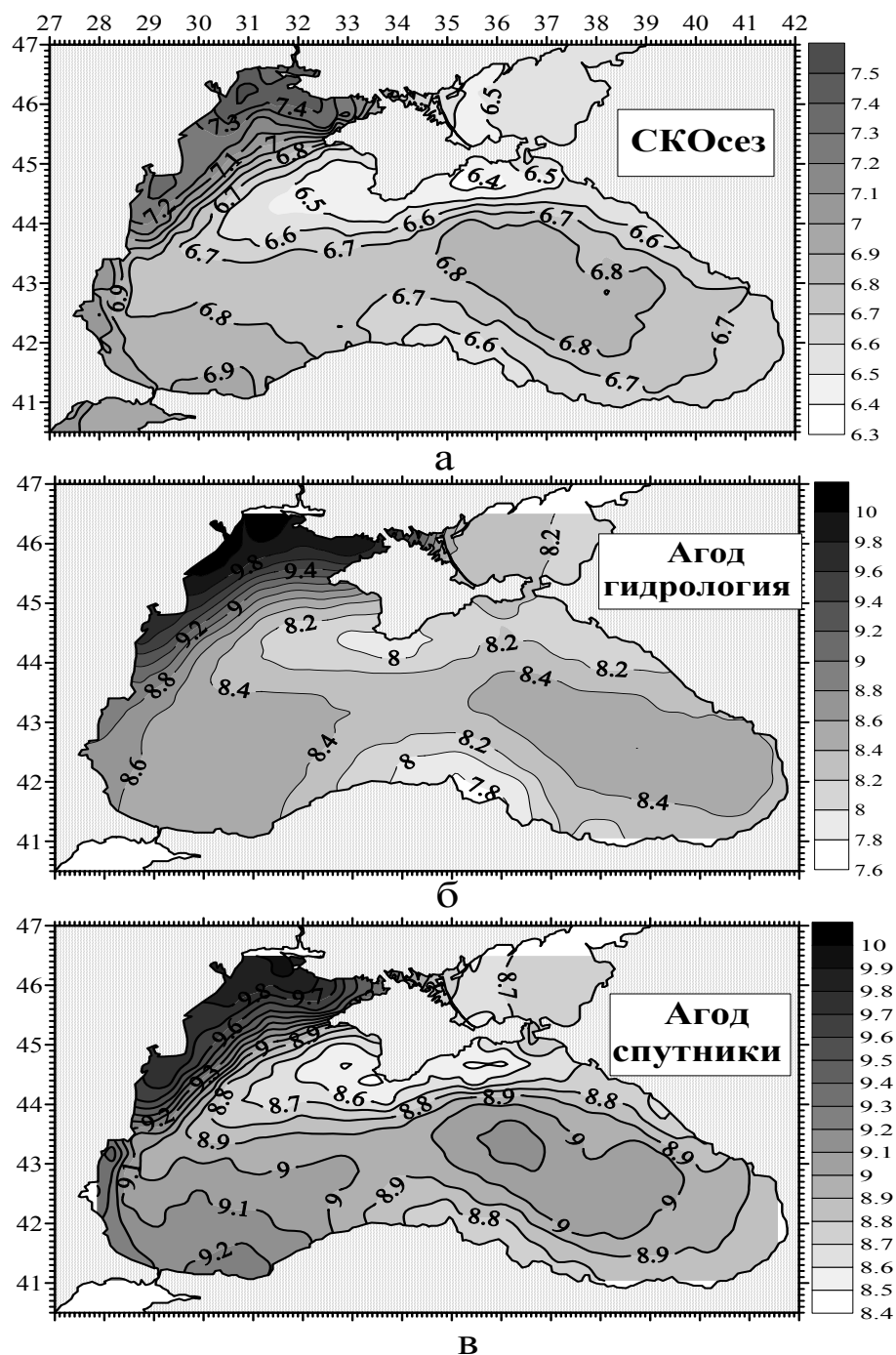
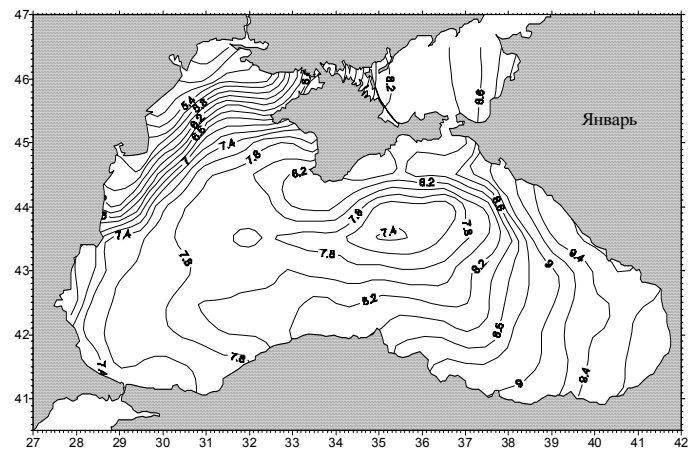
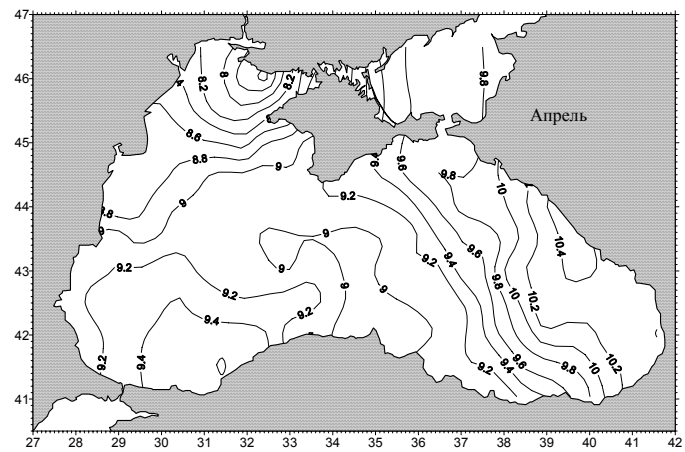


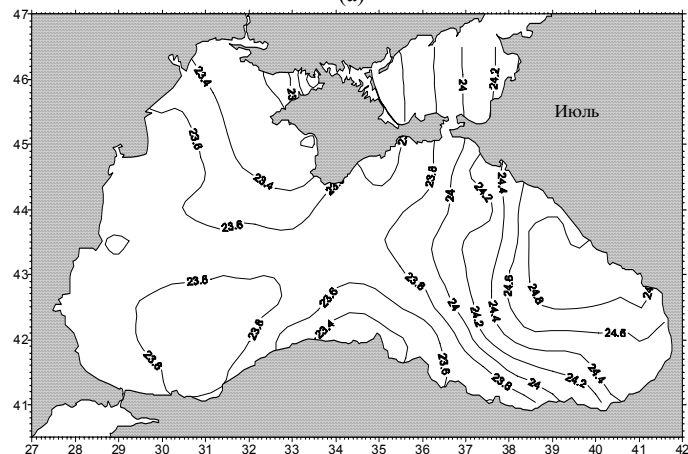
Рисунок 2.1.5. Распределение SKO_{сез} (а) и амплитуды годовой гармоника ТПМ (°С) (б, в) по гидрологическим (б) и спутниковым (в) данным.



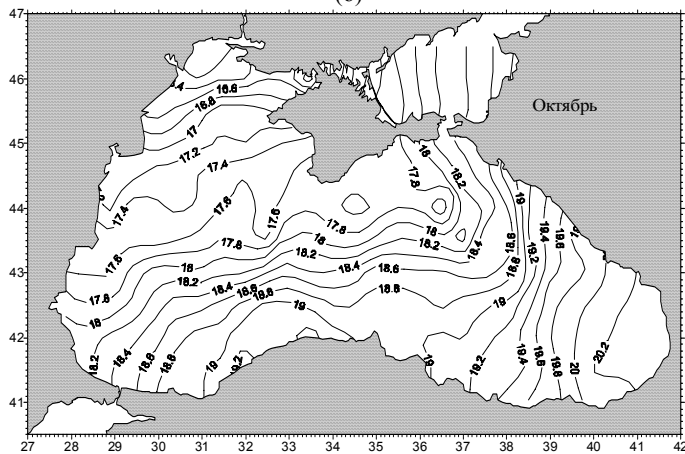
(а)



(б)



(в)



(г)

Рисунок 2.1.6. Распределение ТПМ по спутниковым данным в январе (а), апреле (б), июле (в), октябре (г).

В глубоководной центральной части моря основной максимум солёности наблюдается в начале года (февраль-март), когда происходит рост зональных скоростей ОЧТ (рис. 2.1.1).

Структура и сезонная изменчивость температурных фронтов. На среднегодовых меридиональных профилях выделяются следующие экстремумы МГТ (рис. 2.1.8а). В северо-западной части моря (31° в.д.) на мелководье прослеживаются три максимума положительных значений МГТ (~ 0.3): у побережья, на 45° и $45^\circ 40'$ с.ш. Мы рассматриваем эти экстремумы, как отдельные ветви общего Северо-западного фронтального раздела (СЗФР). В районе 44° с.ш. над свалом глубин наблюдается минимум значений МГТ, южнее градиенты снова увеличиваются. Наблюдаются три максимума – два слабых и основной максимум (~ 0.15) в районе $42^\circ 30'$ с.ш. Этот максимум градиента располагается над глубоководной частью Черного моря. В данной работе мы условно называем его Фронтом глубоководной части Черного моря (ФГЧМ). Продолжение этого фронта прослеживается в центральной части моря (34° в.д.). Здесь он смещен на север к $43^\circ 30'$ с.ш. В восточной части (37 – 38° в.д.) этот фронт наблюдается между 43° и $43^\circ 30'$ с.ш., над глубоководной частью моря. Вдоль Кавказского побережья и южнее Крыма в зоне ОЧТ прослеживаются экстремумы отрицательных МГТ (~ -0.20), в данной работе называемые Северо-восточной фронтальной зоной (СВФ).

Отрицательные градиенты, наблюдаемые вдоль Анатолийского побережья, особенно интенсивные (~ -0.10) в западной (31° в.д.) и восточной (38° в.д.) частях Черного моря, названы Анатолийским фронтом (АФ).

Распределение зональных градиентов (рис. 2.1.8б) показывает, что наибольшие положительные ЗГТ (до 0.25) наблюдаются в восточной части Черного моря, в зоне ОЧТ или в Северо-восточной фронтальной зоне. Как зональные, так и меридиональные градиенты показывают, что справа от потока ОЧТ расположены более теплые воды.

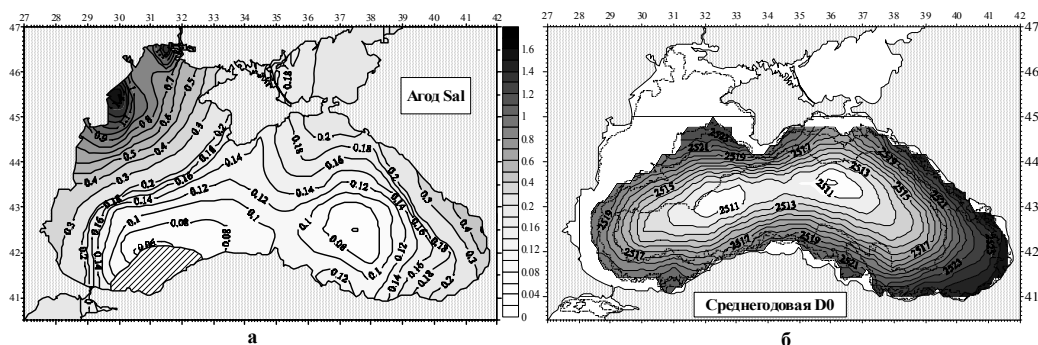


Рисунок 2.1.7. Распределение амплитуды годовой гармоник СПМ (%) по данным массива [9] (а) и среднегодовая динамическая топография на поверхности относительно 300 м (б). Штриховкой выделен район, где $A_{\text{год}}$ СПМ не значима.

У западного побережья Черного моря также отмечается рост положительных ЗГТ (до 0.15). Они прослеживаются на мелководье и свидетельствуют о том, что ТПМ у западного побережья ниже, чем на открытой

акватории моря. Мы назвали этот фронт Фронтальной зоной западного шельфа.

Среднегодовые отрицательные зональные градиенты наиболее интенсивны (до -0.10) южнее побережья Крыма (44° с.ш.). Они связаны с Северо-восточной фронтальной зоной. Интенсивные среднегодовые отрицательные ЗГТ (до -0.10), связанные с Анатолийской фронтальной зоной, отмечаются у южного побережья моря (42° с.ш.) между 31° и 33° в.д.

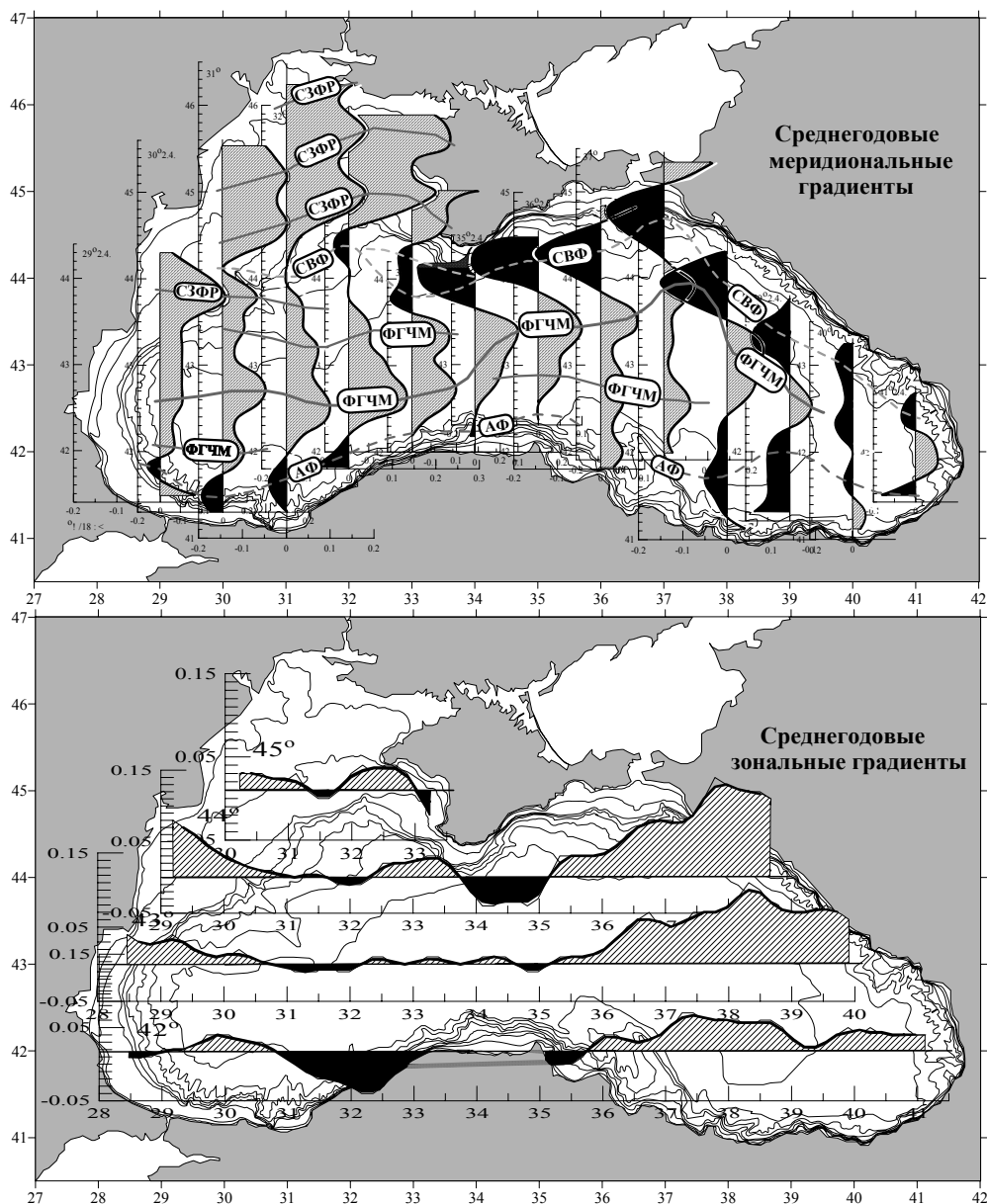


Рисунок 2.1.8. Среднегодовое распределение МГТ (а) и ЗГТ (б) вдоль меридиональных и зональных сечений и положение основных температурных фронтов. Отрицательные градиенты выделены черным цветом, положительные – штриховкой.

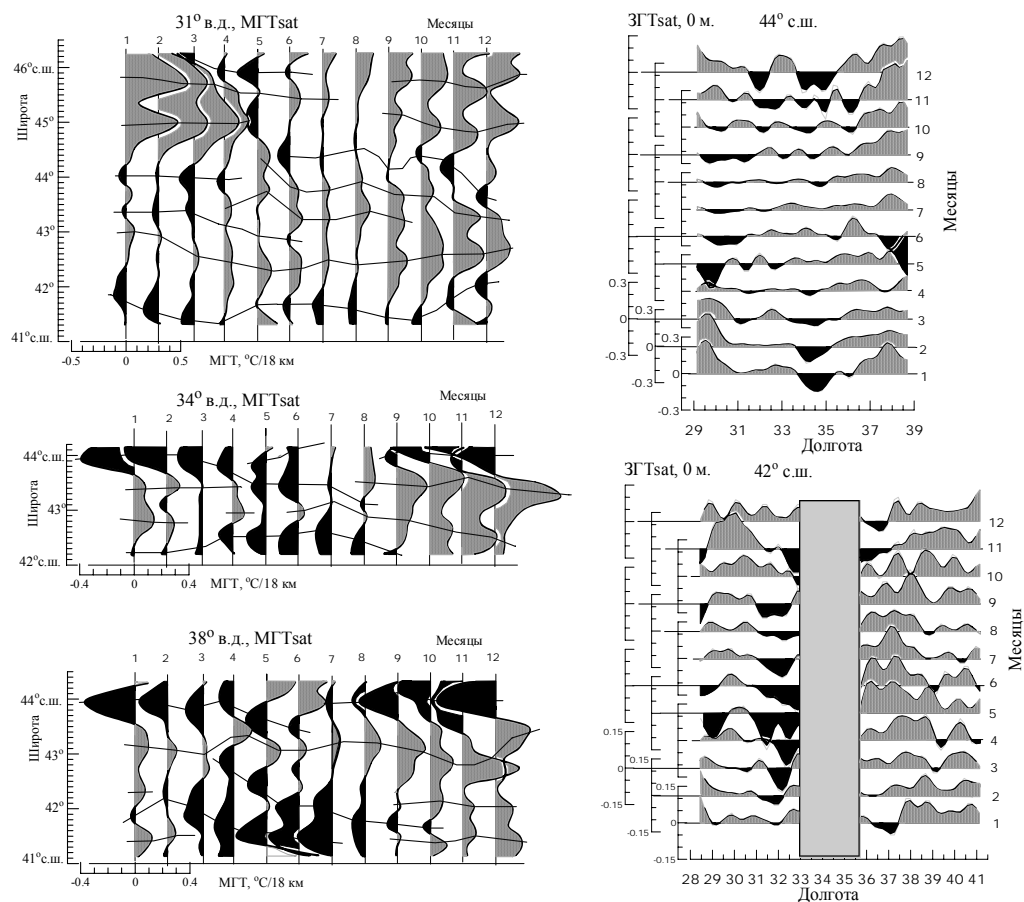


Рисунок 2.1.9. Распределения по месяцам МГТ (слева) вдоль 31°, 34° и 38° в.д. и ЗГТ (справа) вдоль 42° и 44° с.ш.

Распределение градиентов ТПМ по месяцам указывает на наличие существенных сезонных вариаций характеристик фронтов (рис. 2.1.9). Наличие нескольких ветвей в меридиональной структуре Северо-западного фронтального раздела наиболее четко прослеживается с сентября по февраль (31° в.д.). В сентябре-ноябре отмечается смещение всех ветвей фронта на юг. В марте-апреле фронт ослабевает, при этом четко прослеживается только одна его ветвь в районе 45° с.ш. В мае на этих широтах отмечаются отрицательные МГТ, а в июне-июле градиенты относительно слабые. В августе у побережья снова появляются значительные положительные градиенты.

Фронт глубоководной части Черного моря на западе и в центре моря (31°, 34° в.д.) четко прослеживается с сентября по январь. В это время в южной половине моря прослеживается широкая полоса теплых вод, вытянутая вдоль ОЧТ. В это время его меридиональная структура имеет преобладающий бимодальный характер. Далее на восток (37°, 38° в.д.) внутригодовое распределение положительных значений МГТ носит сложный характер. Фронт

глубинной части Черного моря наиболее четко прослеживается около $42^{\circ}30'$ - $43^{\circ}30'$ с.ш. с сентября по январь. Южнее $42^{\circ}30'$ с.ш. в это время также отмечаются положительные градиенты.

Северо-восточная фронтальная зона в центральной части моря на 34° в.д. прослеживается практически весь год, максимально усиливаясь с декабря по январь (рис. 2.1.10а).

Сезонная изменчивость Анатолийского фронта в западной части моря вдоль 31° в.д. характеризуется двумя максимумами интенсивности – в январе-феврале и июле-августе. В центральной и восточной областях моря этот фронт усиливается летом, достигая максимума интенсивности в июле-августе на 34° в.д. (рис. 2.1.10б), в июне-августе на 37° в.д., в мае-июле на 38° в.д.

Фронтальная зона западного шельфа наиболее четко прослеживается вдоль 44° с.ш. с октября по апрель и максимально обострена в январе-феврале.

В среднем максимальные внутригодовые изменения характеристик фронтов достигают для величины градиента $0.60^{\circ}\text{C}/18\text{ км}$, для температуры $18-19^{\circ}\text{C}$, для широтного смещения 54 км .

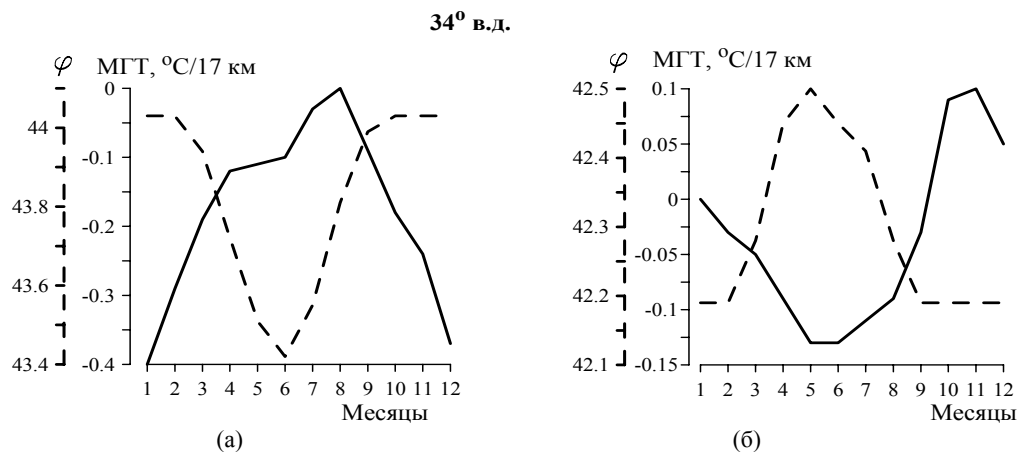


Рисунок 2.1.10. Внутригодовой ход величины МГТ (сплошная линия) и широты φ (штриховая линия) для СВФ (а) и АФ (б) на 34° в.д.

Связь между полем скоростей геострофических течений и ТПМ. Совместный анализ сезонной изменчивости ТПМ и геострофических скоростей позволил выделить некоторые особенности, указывающие на возможную взаимосвязь между этими параметрами. Распределение амплитуды годовой гармоники зональной скорости U геострофического потока показывает, что максимальные амплитуды сезонной изменчивости скорости течения наблюдаются в районах с минимальными амплитудами ТПМ у Крымского и Анатолийского побережья (рис. 2.1.5б, в). Для внутригодового хода скорости ОЧТ у Крымского берега характерно усиление ОЧТ в конце зимы – начале весны (максимум в марте) (рис. 2.1.1). В это время наиболее четко выражен язык теплых вод с востока и отрицательные градиенты в СВФ обострены (рис. 2.1.6, 2.1.10).

У Анатолийского побережья с октября по январь скорости ОЧТ уменьшаются. Это приводит к ослаблению адвекции холодных вод с северо-запада, поэтому в этот период здесь наблюдаются наиболее теплые воды. Контраст между холодными водами центральной части бассейна и теплыми прибрежными водами увеличивается, что проявляется в усилении ФГЧМ (рис. 2.1.9).

Оценка коэффициентов детерминации R^2 между внутригодовым ходом ТПМ, величинами экстремума МГТ во фронтах и зональной составляющей скорости ОЧТ показала наличие линейной связи между этими параметрами. На меридиане 34° в.д., где наиболее четко выражены экстремумы амплитуд годовых гармоник ТПМ и геострофической скорости течений, выявлена связь между скоростями ОЧТ и ТПМ у Крыма и Анатолийского побережья. Величины коэффициентов R^2 составляют 0.76 у берегов Крыма и 0.68 у Анатолийского побережья.

Между ТПМ и величинами МГТ в СВФ и АФ наиболее высокая связь отмечается у Крымского побережья ($R^2 = 0.80$) при запаздывании около 1 месяца и у Анатолийского побережья ($R^2 = 0.61$) при запаздывании МГТ на 3 месяца.

Связь между скоростями течения и МГТ у берегов Крыма невысока, у Анатолийского побережья она повышается, и значения R^2 достигают 0.70 при сдвиге МГТ относительно скорости течения в 3 месяца.

Региональные особенности межгодовой изменчивости поля ТПМ. Пространственное распределение $СКО_{\text{меж}}$ существенно отличается от распределения $СКО_{\text{сез}}$ (рис. 2.1.5а, 2.1.11б). Только на северо-западном шельфе в районе г. Одессы области максимальной сезонной и межгодовой (1.8°C) изменчивости совпадают. Обширная область высоких значений межгодовой изменчивости (1.4°C) отмечается несколько мористее Кавказского побережья и в области Батумского антициклона.

Минимум $СКО_{\text{меж}}$ ($<1.0^\circ\text{C}$) прослеживается у побережья Болгарии, а область относительно низких значений $СКО_{\text{меж}}$ охватывает обширную акваторию на западе Черного моря. Такое распределение интенсивности межгодовых колебаний существенным образом влияет на пространственное распределение отношения сезонной и межгодовой изменчивости. На большей части акватории моря уровень межгодовой изменчивости почти в 5-6 раз ниже, чем уровень сезонного сигнала (рис. 2.1.11б). В районах у побережья Болгарии с минимальными значениями $СКО_{\text{меж}}$ это отношение увеличивается до 6.5. Минимальные величины отношения $СКО_{\text{сез}}$ к $СКО_{\text{меж}}$ (~ 5) наблюдаются у побережья Кавказа и у западных берегов Крыма. Анализ уровня межгодовой изменчивости для различных месяцев выявил наличие двух четко выраженных экстремумов – весенний максимум в мае и осенний максимум в октябре-ноябре (рис. 2.1.11в). В юго-западной части Черного моря, наряду с основными экстремумами, наблюдается третий максимум в феврале.

Распределение линейных трендов ТПМ за период 1986-2002 гг. показывает, что рост температуры по акватории Черного моря происходил за последние 17 лет крайне неравномерно (рис. 2.1.11г). Наибольшие изменения температуры отмечаются в восточной части моря вдоль Кавказского побережья. Здесь тренды температуры достигают почти 2.0°C . На большей части акватории

моря тренды не превышают 1.5°C . Наименьшие значения трендов ТПМ ($\sim 1.0^{\circ}\text{C}$) отмечаются в юго-западной части моря в области западного циклонического круговорота.

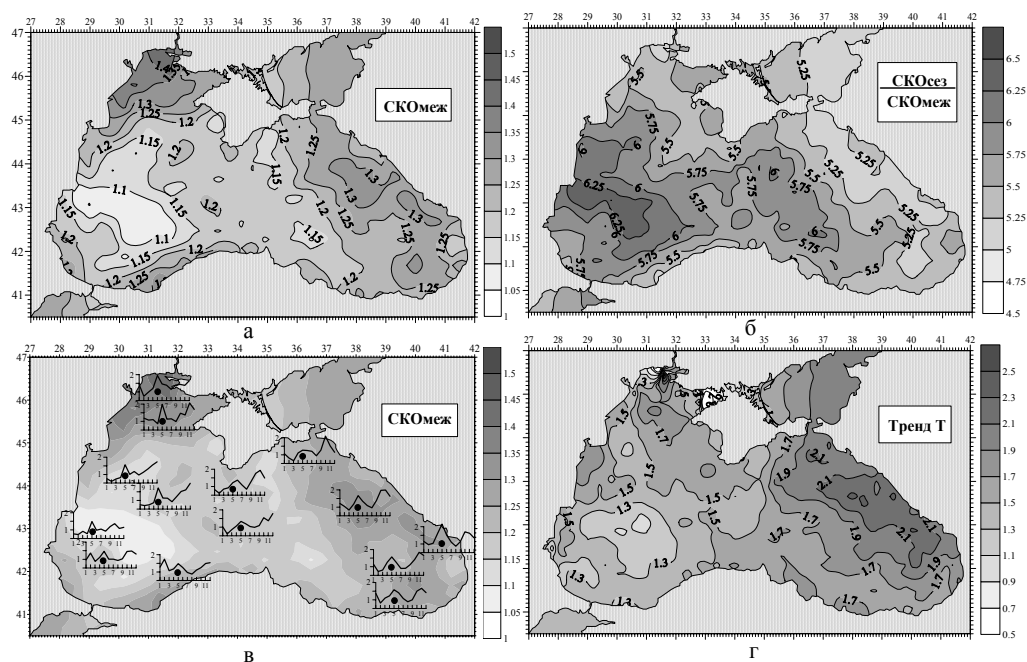


Рисунок 2.1.11. Среднее за 12 месяцев межгодовое СКО ($^{\circ}\text{C}$) поля ТПМ (а), отношение межгодового СКО к внутригодовому (б), внутригодовой ход межгодового СКО (д) в точках экстремальной межгодовой изменчивости (на графиках: ось абсцисс – месяцы, ось ординат – величина $\text{СКО}_{\text{меж}}$) (в) и линейный тренд ТПМ ($^{\circ}\text{C}$) (г).

Межгодовая изменчивость температурных фронтов. Анализ межгодовой изменчивости характеристик фронтов проводился для центральной части Черного моря (34° в.д.), где основные климатические фронты прослеживаются в течение всего года. Здесь выделены три крупномасштабных фронта: Северо-восточный фронт, Фронт глубоководной части Черного моря и Анатолийский фронт (рис. 2.1.8).

Временные реализации среднемесячных характеристик фронтов за период с 1986 по 2002 гг. показали, что фронты подвержены значительной межгодовой изменчивости. Это проявляется в нарушении нормального сезонного цикла, изменениях интенсивности (величины градиента), широтного положения и температурного диапазона фронтов.

Во времени наступления максимума обостренности фронтов в годы экстремальных значений индексов САК и ЮК может наблюдаться сдвиг относительно климатической нормы. Например, в 1989 и 1999 гг. наблюдались высокие среднегодовые положительные значения индексов САК (1989 г.) и ЮК (1999 г.), при этом СВФ обострялся не зимой, согласно нормальному сезонному циклу (рис. 2.1.12а), а в июне в 1989 г. и апреле в 1999 г.

В 1990 и 1995 гг. ФГЧМ усиливался в апреле, тогда как в климатическом

сезонном цикле он обостряется в декабре. В эти годы максимальные положительные значения индекса САК отмечались в феврале, т.е. на два месяца раньше, чем усиление фронта. Экстремальные отрицательные значения ЮК в 1990 г. отмечались в феврале, а в 1995 г. в апреле (рис. 2.1.12б).

Нарушение сезонного цикла в периоды экстремальных значений САК и ЮК выявлено и для Анатолийского фронта. Время обострения АФ сместилось с мая-июня на сентябрь-октябрь в периоды Эль-Ниньо 1991-1995 и 2002 гг. и на январь-февраль в период Ла-Нинья 2000 г. (рис. 2.1.12в).

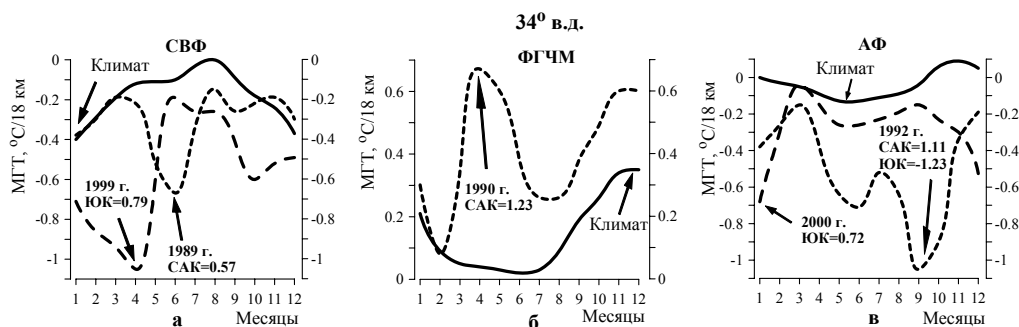


Рисунок 2.1.12. Внутригодовой ход величин МГТ (сплошные линии – климатическая норма, штриховые линии – в годы экстремальных значений ЮК, пунктирные линии – в годы экстремальных значений САК) для различных фронтов:

а – Северо-восточный фронт при ЮК = 0.79 (1999 г.) и САК = 0.57 (1989 г.),

б – Фронт глубоководной части Черного моря при САК = 1.23 (1990 г.),

в – Анатолийский фронт при САК = 1.11 и ЮК = -1.23 (1992 г.) и при ЮК = 0.72 (2000 г.).

В годы, когда наблюдалось уменьшение абсолютных значений индексов САК и ЮК, сезонный цикл фронтов был близок к климатической норме, при этом сохранялось общее ослабление фронтальной системы Черного моря в конце летнего периода.

В целом максимальные межгодовые вариации интенсивности фронтов достигают $0.80^{\circ}\text{C}/18\text{ км}$, температуры – 2°C , широтного положения – 30 км .

Расчет кросскорреляционных функций показал, что между аномалиями характеристик фронтов и индексами атмосферной циркуляции (ЮК и САК) существуют значимые связи. Для Северо-восточного и Анатолийского фронтов выявлена прямая корреляция ($R \sim 0.55$) между температурой на оси фронта и индексом ЮК, при этом временной сдвиг отсутствует. Изменения температуры и колебания индекса САК для всех рассматриваемых фронтов происходят с запаздыванием на 3 года, при этом отмечается обратная корреляционная зависимость с $R \sim -0.55$. Подобный характер корреляционных связей свидетельствует о том, при уменьшении значений индекса ЮК и увеличении значений индекса САК фронты формируются при более низких температурах.

Между изменениями широтного положения Северо-восточного фронта и Фронта глубоководной части Черного моря и индекса САК выявлена обратная корреляционная связь ($R \sim -0.60$). При увеличении индекса САК Северо-восточный фронт и Фронт глубоководной части Черного моря смещаются к

северу, при этом для СВФ временное запаздывание составляет 3 года, а для ФГЧМ реакция на изменения САК происходит квазисинхронно. Отмечается также значимая связь между колебаниями широтного положения Анатолийского фронта ($R \sim 0.50$), Фронта глубоководной части моря ($R \sim -0.50$) и индекса ЮК со сдвигом в 1-2 года. Т.е. при экстремальных отрицательных значениях индекса ЮК Анатолийский фронт смещается к югу, а Фронт глубоководной части к северу.

Между интенсивностью фронтов (величиной МГТ) и индексом САК наблюдается значимая связь для Анатолийского фронта (обратная корреляция с $R \sim -0.55$ при двухлетнем лидировании САК) и для Северо-восточного фронта (прямая корреляция с $R \sim 0.50$ при отсутствии сдвига). Связь между интенсивностью фронтов и индексом ЮК выявлена для Анатолийского фронта и Фронта глубоководной части Черного моря. В этом случае отмечается прямая корреляция с $R \sim 0.50$ со сдвигом в 1 год для АФ и 2 года для ФГЧМ.

Сезонная изменчивость биооптических характеристик и ее связь с гидрологической структурой вод.

Сезонный цикл концентрации хлорофилла “а”. Амплитуда годовой гармоник *Chl-a* статистически значима на всей акватории Черного моря, кроме районов, прилегающих к берегам Болгарии и Румынии. Максимальные значения $A_{\text{год}}$ ($> 0.12 \text{ мг/м}^3$) наблюдаются в Каркинитском заливе и у Анатолийского побережья (рис. 2.1.13а). В центральной части моря сезонные колебания *Chl-a* ослабевают по сравнению с прибрежными районами, тем не менее, в циклонических круговоротах они достаточно заметны ($> 0.07 \text{ мг/м}^3$). На большей части акватории Черного моря основной максимум концентрации *Chl-a* наблюдаются в ноябре-декабре (рис. 2.1.13б-ж).

Внутригодовые распределения концентрации *Chl-a* по среднемесячным данным показывает, что в ее сезонном ходе прослеживаются до трех экстремумов (максимумов и минимумов) (рис. 2.1.13в-ж, 2.1.14а). Особенно четко они проявляются на меридиане 34° в.д., проходящем через пограничную область между западным и восточным циклоническими круговоротами. Здесь сезонный сигнал *Chl-a* имеет три максимума – в январе, марте и июне (рис. 2.1.14а). Наличие дополнительных одного-двух максимумов в сезонном цикле *Chl-a* обнаруживается также в изменчивости биологических характеристик [32].

Совместный анализ сезонной изменчивости *Chl-a*, ТПМ и СПМ в центральных частях циклонических круговоротов показывает, что увеличение значений концентрации *Chl-a* в ноябре-декабре приходится на период интенсивного охлаждения поверхности моря и, в общем случае, относительно низкой солености (рис. 2.1.14а). В прибрежных районах, восточнее Одессы и южнее о. Змеиный, максимальные значения $A_{\text{год}}$ *Chl-a* совпадают по положению с максимальными значениями $A_{\text{год}}$ СПМ (рис. 2.1.7а), что указывает на связь между изменчивостью концентраций хлорофилла “а” и сезонной изменчивостью речных стоков Днепра, Буга и Дуная.

В открытой части моря явной связи между сезонным ходом полей ТПМ, СПМ и *Chl-a* не выявлено (рис. 2.1.14). Наблюдаемые существенные фазовые различия в сезонном ходе *Chl-a* и гидрологических характеристик

свидетельствуют о том, что прямое влияние последних на формирование изменчивости *Chl-a* существенным образом маскируется сложными биохимическими процессами в верхнем слое моря. Это обуславливает низкий уровень линейных связей между изменчивостью концентраций *Chl-a* и гидрологических параметров.

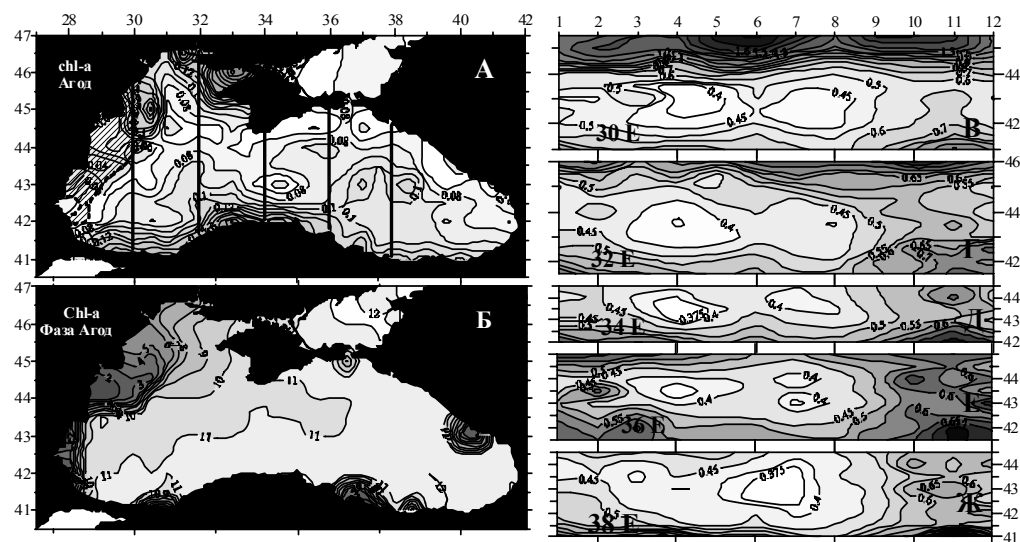


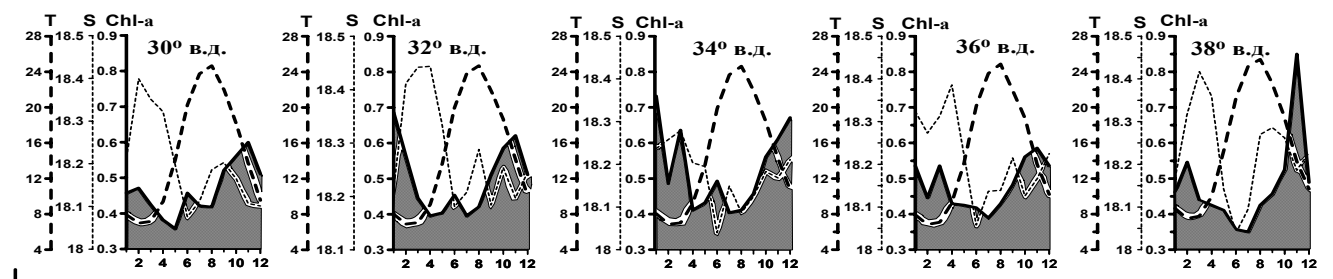
Рисунок 2.1.13. Распределения амплитуды (а) и фазы (б) годовой гармоники и широтно-временные распределения вдоль 30° (в), 32° (г), 34° (д), 36° (е) и 38° в.д. (ж) концентрации хлорофилла “а” (мг/м^3). На рисунке 2.1.13а, а также на рисунках 2.1.15а и 2.1.17а, заштрихованы районы, где $A_{\text{год}}$ незначима.

В целом, за исключением крайнего западного разреза, прослеживается тенденция к увеличению концентраций *Chl-a* при понижении температуры.

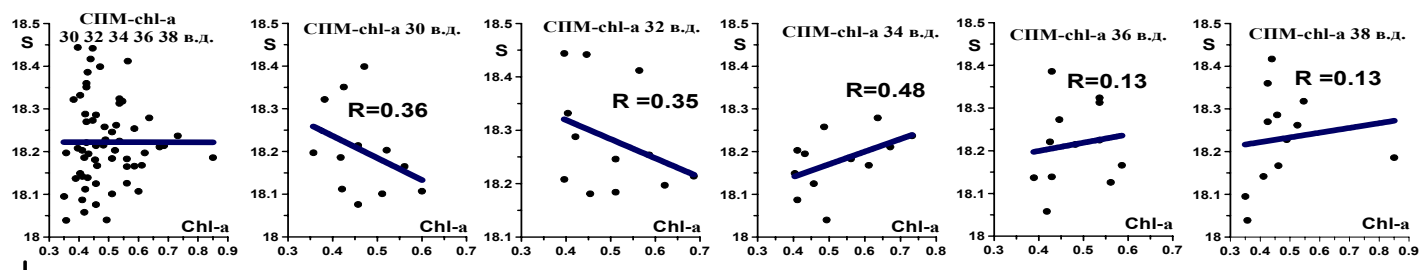
Отметим, что наибольшие значения *Chl-a* наблюдаются в ноябре-декабре, когда циркуляция на зональных границах круговоротов начинает усиливаться после летнего ослабления (рис. 2.1.1).

Высокая линейная связь выявлена между концентрацией *Chl-a* в центре западного циклонического круговорота и зональными скоростями U на его северной периферии (30° и 32° в.д.) и концентрацией *Chl-a* в восточном круговороте и значениями U на его южной периферии (36° и 38° в.д.). В этих случаях увеличение величин скорости U сопровождается уменьшением концентрации *Chl-a*.

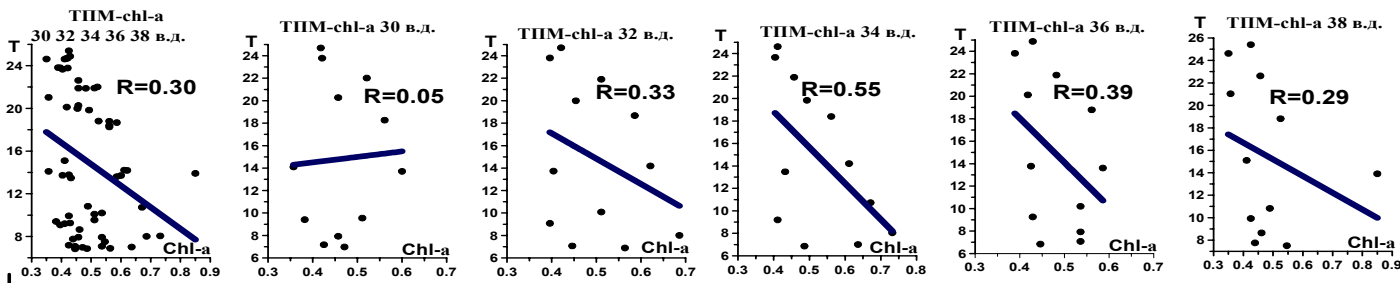
У Анатолийского побережья сезонные циклы концентрации *Chl-a* и гидрологических полей имеют свои особенности. Здесь наблюдаются высокие значения $A_{\text{год}}$ *Chl-a* (рис. 2.1.13а), максимум $A_{\text{год}}$ U и минимальная сезонная изменчивость ТПМ и СПМ (рис. 2.1.5-2.1.7).



а



б



в

Рисунок 2.1.14. Сезонный ход концентрации *Chl-a* (жирные линии); ТПМ (штриховые линии) и СПМ (пунктир) (а); графики линейной связи между СПМ и *Chl-a* (б) и между ТПМ и *Chl-a* (в) на широте 43° с.ш. вдоль 30°, 32°, 34°, 36° и 38° в.д.

Сезонные колебания температуры сглаживаются за счет двух факторов. С одной стороны, здесь отмечается некоторое повышение ТПМ осенью и в начале зимы, связанное с ослаблением адвекции северных, более холодных, вод ОЧТ в район Анатолии (рис. 2.1.2а, б). С другой стороны, происходит понижение летних значений ТПМ из-за усиления Анатолийского апвеллинга. Внутригодовые колебания солености здесь невелики за счет отсутствия интенсивного речного стока. Зимне-весенний и летний максимумы в сезонном ходе *Chl-a* в этом районе (рис. 2.1.13г, д) наблюдаются в периоды усиления ОЧТ и апвеллинга.

Сезонный цикл показателя обратного рассеяния света. Максимальные значения годовой гармоники *Bbp* наблюдаются в Одесском регионе ($> 0.007 \text{ м}^{-1}$) (рис. 2.1.15а). На большей части акватории максимум величин *Bbp* наступает преимущественно в мае-июне (рис. 2.1.15б-ж).

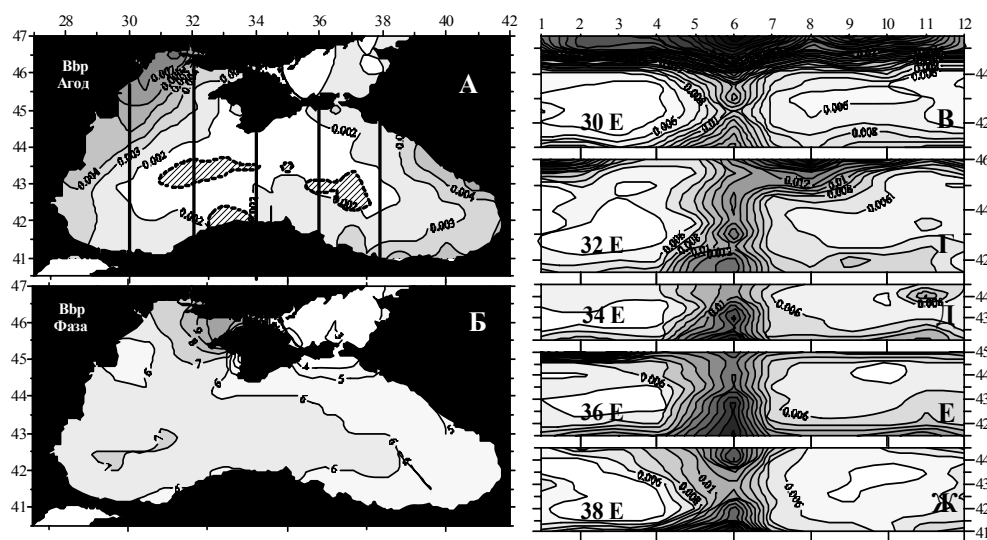


Рисунок 2.1.15. Распределения амплитуды (а) и фазы (б) годовой гармоники и широтно-временные распределения вдоль 30° (в), 32° (г), 34° (д), 36° (е) и 38° в.д. (ж) показателя обратного рассеяния света взвешенным веществом (м^{-1}).

По среднемесячным распределениям в глубоководной части моря большую часть года наблюдаются пониженные значения *Bbp* ($< 0.006 \text{ м}^{-1}$), и только в середине года (май-июль) происходит резкий рост его значений ($> 0.01 \text{ м}^{-1}$) (рис. 2.1.15в-ж). Максимальные значения *Bbp* в центральной части моря наблюдаются в июне, когда отмечается наибольшее распреснение поверхностных вод (рис. 2.1.16а). Для сезонных циклов *Bbp* и СПМ выявлена высокая линейная связь (рис. 2.1.16б). Между сезонными циклами ТПМ и *Bbp* связь ниже, тем не менее, четко прослеживается тенденция к увеличению значений *Bbp* с ростом ТПМ (рис. 2.1.16в). В целом можно отметить, что максимальное количество взвешенного вещества обычно наблюдается в период интенсивного прогревания моря примерно за один-два месяца до наступления максимальных значений ТПМ.

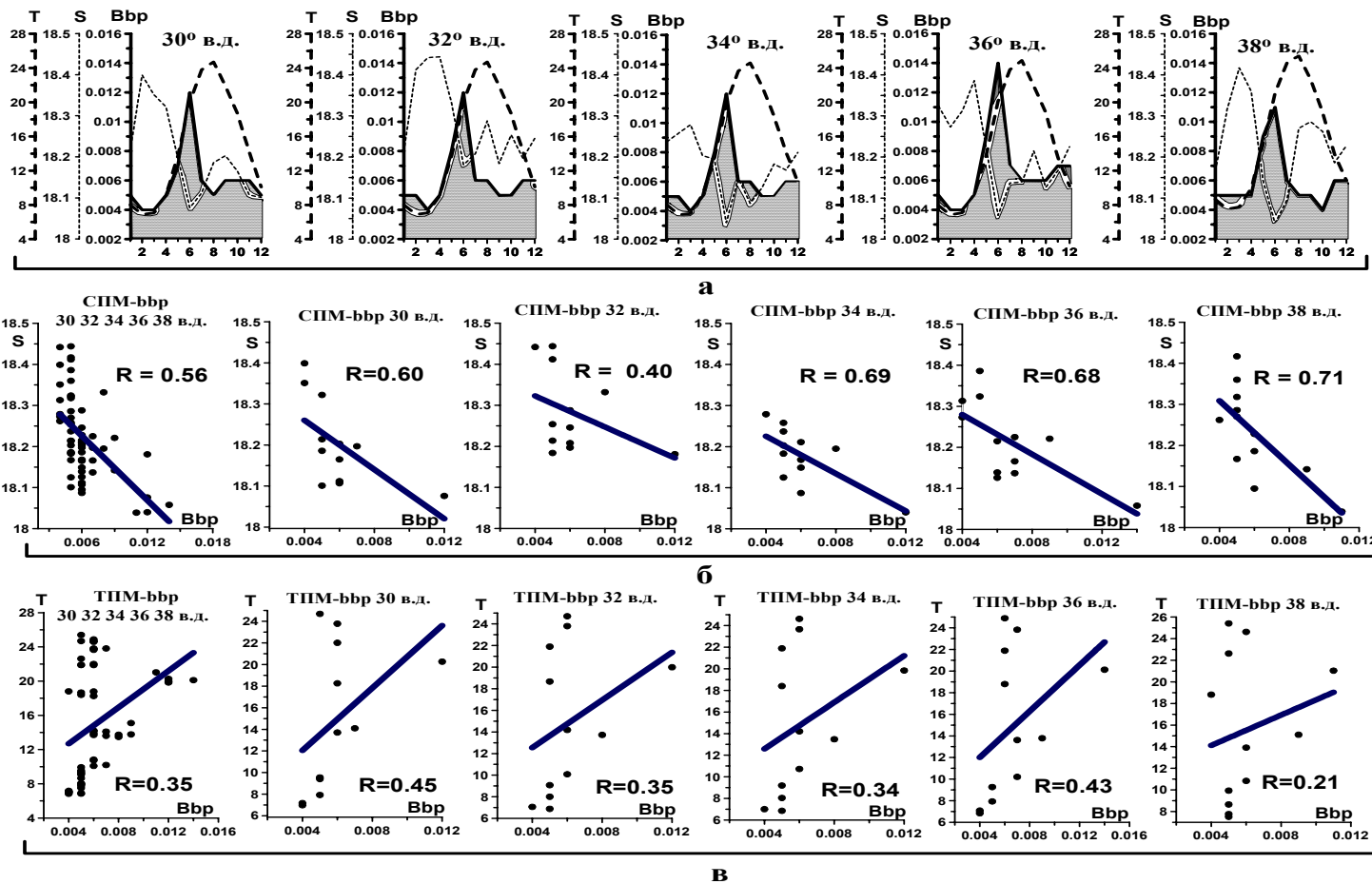


Рисунок 2.1.16. Сезонный ход показателя обратного рассеяния света Bbp (жирные линии); ТПМ (штриховые линии) и СПМ (пунктир) (а); графики линейной связи между СПМ и Bbp (б) и между ТПМ и Bbp (в) на широте 43° с.ш. вдоль меридианов 30°, 32°, 34°, 36° и 38° в.д.

Время наступления максимума Bbp (июнь) совпадает с периодом общего ослабления геострофических течений по контуру основного циклонического круговорота и усиления меридиональных течений в центральной части моря, разделяющих основной круговорот на западный и восточный (рис. 2.1.1, 2.1.2). Вероятно, существование этой границы приводит к различным тенденциям в характере линейных связей между Bbp и скоростями U на перифериях круговоротов. К западу от 34° в.д. связи низкие и прослеживается тенденция к увеличению значений Bbp в центре круговорота с ростом U на его северной периферии. Восточнее 34° в.д. линейная связь усиливается, при этом увеличение Bbp сопровождается уменьшением U на северной границе восточного круговорота. Связь Bbp с интенсивностью течений на южных перифериях круговоротов в центральной части моря низкая.

Можно отметить, что в общем случае наиболее чистые воды с минимальными значениями Bbp ($\sim 0.004 \text{ м}^{-1}$), как правило, наблюдаются в феврале-марте, когда происходит максимальное охлаждение поверхностных вод. В это время также наблюдается интенсификация геострофических течений, усиливающая подъем глубинных вод в циклонических круговоротах, способствующий осолонению поверхностных вод. Воды с наибольшей концентрацией взвешенного вещества отмечаются в летний период, когда происходит распреснение поверхностных вод и их интенсивный прогрев.

Сезонный цикл показателя поглощения света желтым веществом. Максимальные величины амплитуды годовой гармоник Ag ($> 0.015 \text{ м}^{-1}$) наблюдаются на северо-западе моря и в зонах крупномасштабных циклонических круговоротов (рис. 2.1.17а). Распределение фазы $A_{\text{год}}$ Ag носит сложный характер (рис. 2.1.17б). У Крымского и Анатолийского побережий максимум Ag наступает в октябре-ноябре, на северо-западе – в апреле-июне. В центральной части моря и на востоке – в феврале-марте.

В открытой части моря сезонные изменения Ag и Bbp находятся в противофазе, высоким значениям Ag ($> 0.12 \text{ м}^{-1}$) в холодное время года соответствуют минимальные величины Bbp (рис. 2.1.16а, 2.1.18а). Отметим, что уменьшение значений Ag происходит летом, в период ослабления скорости ОЧТ, прогрева и распреснения поверхностных вод. В сезонных циклах Ag и СПМ прослеживается тенденция к росту значений Ag с увеличением СПМ (рис. 2.1.18б). Наблюдается высокая статистическая связь между изменчивостью Ag и ТПМ (рис. 2.1.18в). В общем случае, абсолютный минимум Ag , как правило, совпадает с максимальными значениями ТПМ и минимальными значениями СПМ (рис. 2.1.18а).

На прибрежной границе западного круговорота минимальные значения Ag и СПМ находятся практически в фазе с максимальной меридиональной скоростью V на юг (рис. 2.1.18а, 2.1.26). Это может свидетельствовать о том, что количество желтого вещества, по крайней мере, в западном круговороте, контролируется интенсивностью меридионального выноса на юг распресненных вод северо-западного шельфа. Наибольшие связи отмечаются между Ag в центре восточного круговорота и зональными скоростями U на его северной периферии.

Использование современных массивов контактных и спутниковых измерений позволило уточнить характеристики изменчивости гидрологической и биооптической структуры вод Черного моря и оценить особенности их взаимосвязей. При этом уточнена климатическая сезонная динамика крупномасштабных циклонических круговоротов на поверхности Черного моря. Показано, что минимальная сезонная изменчивость ТПМ наблюдается у берегов Крыма и Анатолийского побережья, где выявлены максимальные амплитуды годовой гармоники зональной составляющей Основного Черноморского течения.

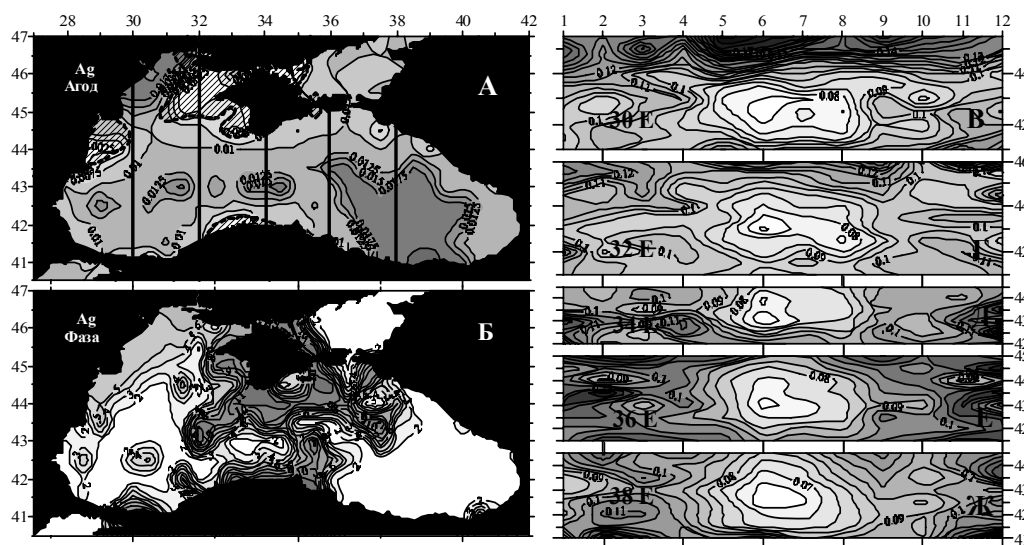


Рисунок 2.1.17. Распределения амплитуды (а) и фазы (б) годовой гармоники и широтно-временные распределения вдоль 30° (в), 32° (г), 34° (д), 36° (е) и 38° в.д. (ж) показателя поглощения света желтым веществом (m^{-1}).

Выделены крупномасштабные температурные фронтальные разделы, получившие наименования – Северо-западный фронт, Фронт глубоководной части Черного моря, Анатолийский фронт, Северо-восточный фронт, Фронт западного шельфа. Установлено наличие существенных сезонных вариаций характеристик фронтов. Выявлены существенные межгодовые вариации характеристик температурных фронтов и значимые корреляционные связи между аномалиями этих характеристик и индексами САК и ЮК.

Анализ сезонного цикла гидрологических и гидрооптических параметров показал, что в центральной части моря высокие значения концентрации *Chl-a* наблюдаются в начале периода зимнего усиления ОЧТ, интенсивного осенне-зимнего выхолаживания и относительно низкой солености поверхностных вод.

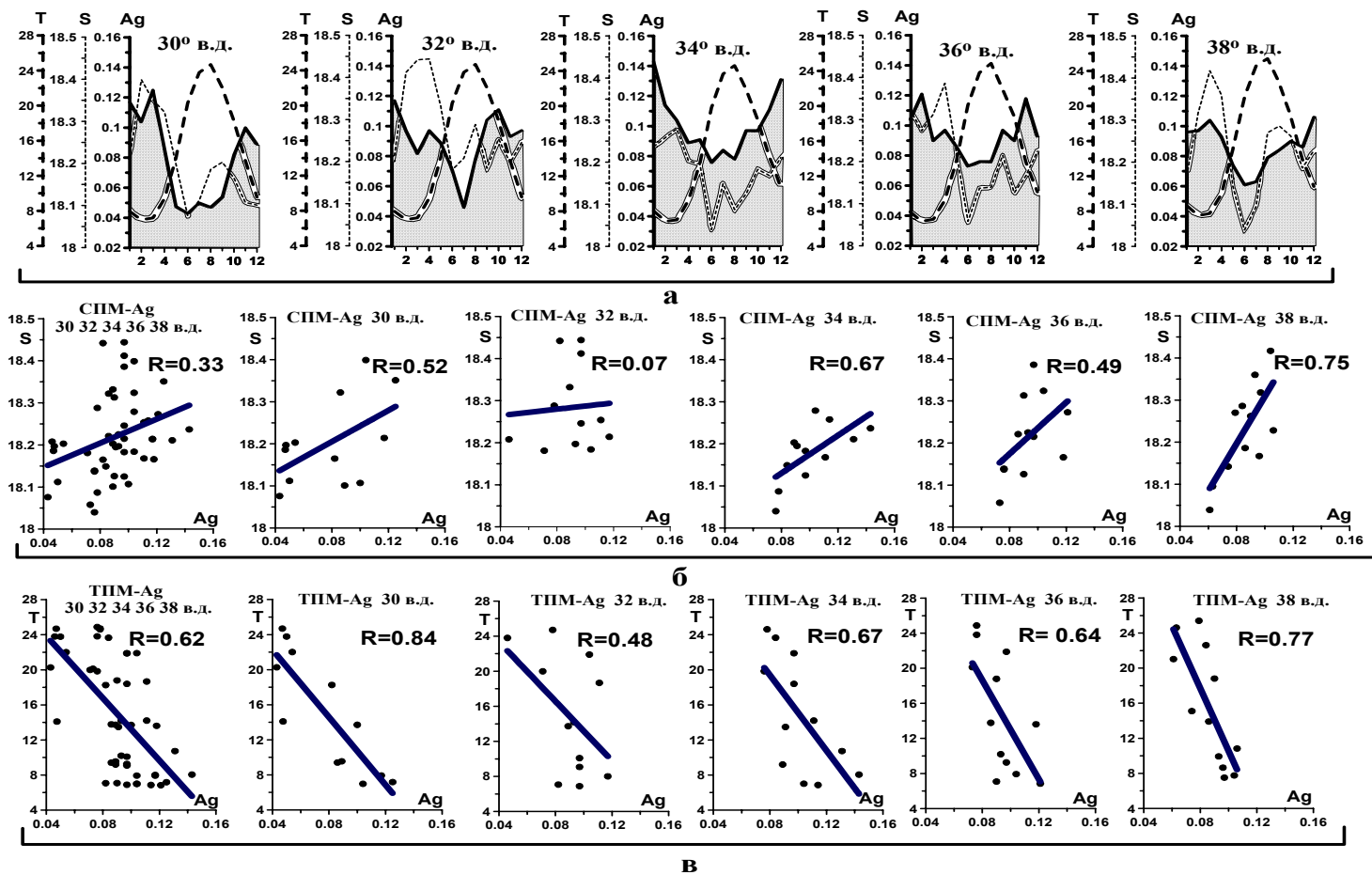


Рисунок 2.1.18. Сезонный ход показателя поглощения света желтым веществом Ag (жирные линии); ТПМ (штриховые линии) и СПМ (пунктир) (а); графики линейной связи между СПМ и Ag (б) и между ТПМ и Ag (в) на широте 43° с.ш. вдоль меридианов 30°, 32°, 34°, 36° и 38° в.д.

Список литературы

1. Филиппов Д.М. Циркуляция и структура вод Черного моря. – М.: Наука, 1968. – 136 с.
2. Блатов А.С., Булгаков Н.П., Иванов В.А. и др. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 240 с.
3. Богуславский С.Г., Саркисян А.С., Джигоев Т.З., Ковешников Л.А.. Анализ расчета течений Черного моря // Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана. – 1978. – 12. – № 3. – С. 337 - 340.
4. Oguz T., La Violette P.E., Unluatta U. The upper layer circulation of the Black Sea: its variability as inferred from hydrographic and satellite observation // J. Geophys. Res. – 1992. – 97. – № C8. – P. 12569 - 12584.
5. Джигоев Т.З., Саркисян А.С. Прогностические расчеты течений в Черном море // Изв. АН СССР. ФАО. – 1976. – 12. – № 2. – С. 217 - 223.
6. Еремеев В.Н., Кочергин С.В. Численное моделирование внутрисезонной изменчивости циркуляции вод Черного моря. – Севастополь, 1991. – 31 с. (Препринт / НАН Украины. МГИ).
7. Кныш В.В., Демышев С.Г., Коротаев Г.К. Методика реконструкции климатической сезонной циркуляции Черного моря по основе ассимиляции гидрологических данных в модели // МГЖ. – 2002. – № 4. – С. 36 - 52.
8. Саенко О.А., Кныш В.В., Коротаев Г.К. Опыт воспроизведения сезонного климата Черного моря на основе усвоения гидрологических данных // МГЖ. – 1999. – № 1. – С. 21 - 41.
9. Белокопытов В.Н. Термохалинная и гидролого-акустическая структура Черного моря / Диссертация на соискание ученой степени кандидата географических наук // Рукопись. – Севастополь, 2004. – 143 с.
10. Богуславский С.Г., Жоров В.А., Еремеев В.Н. и др. Атлас температурного поля Черного моря. Севастополь – Киев: МГИ НАН Украины, 1984. – 88 с.
11. Альтман Э.Н., Гертман И.Ф., Голубева З.А. Климатические поля солености и температуры воды Черного моря. Севастополь: СОГОИН, 1987. – 108 с.
12. Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Шеремет Н.А. Об использовании спутниковых данных в исследовании сезонной и межгодовой изменчивости температуры поверхности Черного моря // Исследование Земли из космоса. – 2001. – № 1. – С. 51 - 61.
13. Блатов А.С., Косарев А.Н., Тужилкин В.С. Изменчивость гидрологической структуры вод Черного моря и ее связь с внешними факторами // Водные ресурсы. – 1980. – № 6. – С. 71 - 82.
14. Блатов А.С., Иванов В.А. Гидрология и гидродинамика шельфовой зоны Черного моря. Киев: Наукова думка, 1992. – 244 с.
15. Бабий М.В., Букатов А.Е., Станичный С.В. Межгодовая изменчивость среднегодовой температуры поверхности Черного моря по спутниковым измерениям 1986-2000 гг. // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2003. – С. 158 - 163.
16. Бабий М.В., Букатов А.Е., Станичный С.В. Атлас температуры поверхности Черного моря по спутниковым данным 1986-2002 гг. Севастополь: МГИ НАН Украины, 2005. – 265 с.

17. Полонский А.Б., Ловенкова Е.А. Тренд температуры и солености деятельного слоя в Черном море во второй половине XX века и его причины // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2004. – 41. – № 5.
18. Шокурова И.Г. Пространственно-временная изменчивость статистической структуры крупномасштабных термохалинных полей в Черном море // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2006. – С. 303 - 306.
19. Полонский А.Б., Шокурова И.Г. Десятилетняя изменчивость характеристик пикноклина и геострофической циркуляции вод Черного моря в зимний период // Метеорология и гидрология. – 2009. – № 4. – С. 75 - 92.
20. Белевич Р.Р., Орлова И.Г. Особенности межгодовой изменчивости гидролого-гидрохимических характеристик вод на северо-западном шельфе Черного моря в последние десятилетия (60-90-е годы) // МГЖ. – 1996. – № 2. – С. 62 - 73.
21. Ловенкова Е.А., Полонский А.Б. Климатические характеристики апвеллинга у побережья Крыма и их изменчивость // Метеорология и гидрология. – 2005. – № 5. – С. 44 - 52.
22. Kopelevich O.V., Burenkov V.I., Sheberstov S.V., Lukyanova E.A., Prokhorenko O.V. Bio-optical characteristics of the seas of Russia from data of the Seawifs satellite ocean color scanner / P.P. Shirshov Institute of Oceanology Russian Academy of Sciences, Moscow, 2005.
23. <http://podaac.jpl.nasa.gov/sst/index.html>.
24. Артамонов Ю.В., Белокопытов В.Н., Скрипалева Е.А. Сезонная динамика крупномасштабных циклонических круговоротов Черного моря // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2006. – С. 268 - 270.
25. Артамонов Ю.В., Белокопытов В.Н., Бабий М.В., Скрипалева Е.А. Особенности сезонной изменчивости температуры поверхности и циркуляции вод Черного моря // Основные результаты комплексных исследований в Азово-Черноморском бассейне и Мировом океане (Юбилейный выпуск). – Керчь: ЮгНИРО, 2008. – С. 102 - 109.
26. Артамонов Ю.В., Бабий М.В., Скрипалева Е.А. Региональные особенности межгодовой изменчивости поля температуры на поверхности Черного моря // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2005. – С. 240 - 242.
27. Артамонов Ю.В., Бабий М.В., Скрипалева Е.А. Сезонная изменчивость температурных фронтов на поверхности Черного моря по спутниковым данным // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2005. – С. 234 - 236.
28. Артамонов Ю.В., Скрипалева Е.А. Межгодовая изменчивость температурных фронтов на поверхности Черного моря по спутниковым данным // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008. – С. 212 - 215.
29. Артамонов Ю.В., Кукушкин А.С., Скрипалева Е.А., Шугаев А.В. Сезонные особенности распределения концентрации хлорофилла “а”, показателей поглощения и рассеяния света на поверхности Черного моря // Системы

- контроля окружающей среды. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2007. – С. 173 - 175.
30. *Артамонов Ю.В., Скрипалева Е.А., Шугаев А.В.* Региональные особенности сезонной изменчивости распределения хлорофилла “а” и оптических характеристик на поверхности Черного моря // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008. – С. 216 - 219.
31. *Артамонов Ю.В., Белокопытов В.Н., Скрипалева Е.А., Шугаев А.В.* Особенности сезонной изменчивости биооптических характеристик в крупномасштабных циклонических круговоротах Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика. 2009. – Вып. 18. – С. 305 - 318.
32. *Ведерников В.И., Демидов А.Б.* Первичная продукция и хлорофилл в глубоководных районах Черного моря // Океанология. – 1993. – 33. – № 2. – С. 229 - 235.

2.2. УСЛОВИЕ СТАБИЛЬНОГО ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ПРИДОННОГО ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ В ЧЕРНОМ МОРЕ

Придонный пограничный слой (ППС), расположенный в абиссали Черного моря, представляет собой неотъемлемую составляющую его вертикальной структуры, отражая особенности обменных процессов в глубоководной части бассейна.

Термическая структура ППС, равно как и неустойчивый градиент температуры в нижнем полуторакилометровом слое моря объясняются наличием донного геотермального потока тепла Q_1 [1, 2]. Устойчивая плотностная стратификация обеспечивается здесь вертикальным распределением солёности, которое, в свою очередь, формируется солёными водами нижнебосфорского течения [3]. Особая роль геотермального потока в образовании ППС в Черном море проявляется отчасти ввиду того, что динамические процессы, которые формируют придонный перемешанный слой в открытом океане, например, баротропный прилив, здесь практически отсутствуют.

Постановка задачи.

Рассматриваемый слой можно условно разделить на две части: нижний квазигомогенный слой, формируемый свободной плотностной конвекцией, и верхнюю стратифицированную прослойку, характеризующуюся сравнительно большими, по сравнению с вышележащей жидкостью, перепадами потенциальной температуры, солёности (рис. 2.2.1) и потенциальной плотности. Средний вертикальный масштаб ППС d и толщина его стратифицированной верхней прослойки δ составляют величины около 350 м и первые десятки метров, соответственно. При построении модели ППС будет предполагаться, что толщина прослойки δ пренебрежимо мала по сравнению с толщиной слоя d .

Наличие повышенных перепадов солёности и потенциальной температуры ΔS и ΔT в верхней прослойке, сопровождающихся пониженным значением плотностного соотношения $R_\rho = \beta \Delta S / \alpha \Delta T$ (в среднем оно составляет величину приблизительно 2,6 [1, 2]), позволяет предположить, что диффузионный обмен здесь определяется механизмом двойной диффузии в режиме послойной конвекции. В выражении для плотностного соотношения S и T - концентрация соли в единицах СИ и потенциальная температура, β и α - соответствующие коэффициенты сжатия и расширения. Сравнение результатов прямых измерений геотермального потока в Черном море ($Q_1 \approx 3 \cdot 10^{-2} \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$), опубликованных Дучковым и Казанцевым [4], с полуэмпирическим соотношением Келли для диффузионной прослойки [5] показывает их соответствие в пределах 10% для обсуждаемых условий [1].

Рассмотренная выше схема обмена в ППС предполагает выполнение одного ключевого условия. Для поддержания стационарного состояния системы,

наряду с поступлением тепла за счет геотермального потока, в слой должна поступать и соль. В противном случае не уравновешенный вынос соли через прослойку приведет к развитию системы во времени. Соль поступает в ППС, вероятнее всего, с остатками "плюма", формируемого нижнебосфорским течением путем вовлечения черноморских вод в поступающие мраморноморские воды в верхней части и интрузионного расслоения образовавшейся смеси в более глубоких слоях вод Черного моря. Некоторое учитываемое количество соли выносятся из слоя за счет адвекции [1, 2].

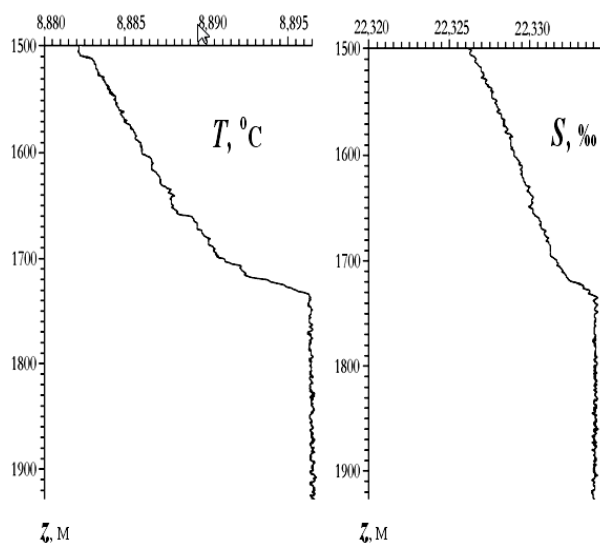


Рисунок 2.2.1. Типичные вертикальные распределения потенциальной температуры и солёности в придонной области Черного моря.

Хотя в процессе поступления соленых вод в придонную область возможна временная изменчивость притока соли, имеющиеся данные измерений термохалинных характеристик за последние 70 лет не дают основания отказаться от условия стационарности состояния придонного слоя. По-видимому, этому обстоятельству способствует тот факт, что ППС представляет собой мощный хлостат (так же, как и термостат), слабо реагирующий на сравнительно небольшие колебания внешнего притока соли.

Для выявления роли основных параметров, ответственных за формирование стационарного состояния ППС, рассмотрим, прежде всего, влияние внешних факторов. Геотермальный поток тепла, роль которого очевидна, можно считать постоянной величиной в расчете на единицу площади. Результаты лабораторных экспериментов [6] позволяют судить о зависимости отношения потоков соли и тепла в пересчете на отношение потоков плотности или плавучести γ (отношение потоков) от заданного значения плотностного соотношения R_p :

$$\gamma \equiv \beta F^S / \alpha F^T; \quad R_p \geq 1 \quad (2.2.1)$$

В диапазоне значений $1 \leq R_\rho \leq 2$ функция $\gamma(R_\rho)$ уменьшается от 1 до значения приблизительно равного 0,15, и при дальнейшем увеличении R_ρ остается постоянным в пределах экспериментальных ошибок [6].

Скорость поступления соли зависит от расхода воды в босфорском плюме, который начинает уменьшаться с глубиной ниже горизонта 100 м [1, 2]. Такой тип распределения расхода с глубиной дает основание предположить следующую картину формирования конвективного слоя. В процессе эволюции к своему стационарному состоянию толщина перемешанного слоя растет до тех пор, пока приток соленой воды с плумом не станет достаточным для обеспечения баланса тепло – соль в стационарной системе с двойной диффузией. Это позволяет рассматривать величину d как внешний параметр (см. ниже дополнительную аргументацию).

Если внешние условия в системе заданы, возникает проблема выбора определяющих параметров для поддержания ее стационарного состояния. Действительно, при условии, что вертикальная диффузия в прослойке вызвана механизмом прослойной конвекции, переносимый через нее поток тепла связан с параметрами прослойки следующим выражением [6]:

$$Q = C(R_\rho) \cdot (\alpha \Delta T)^{4/3}. \quad (2.2.2)$$

Обсуждение вида функции $C(R_\rho)$ содержится в работе [7]. Таким образом, один и тот же поток тепла Q может переноситься через прослойку при множестве различных комбинаций значений параметров R_ρ и ΔT , удовлетворяющих уравнению (2.2.2). Вместе с тем физическая система в процессе эволюции к стационарному состоянию «выбирает» единственную пару значений определяющих параметров для переноса заданного потока тепла. Установление причины и условий такого «выбора» составляет основное содержание работы.

Моделирование: физический подход.

Для того чтобы попытаться прояснить «правило отбора», удобно представить придонный слой как тепловую машину в рамках простой модели, (рис. 2.2.2). Это позволит упростить процедуру применения принципа Пригожина – Глэнсдорфа, который будет описан ниже.

Рассмотрим в поле силы тяжести бесконечный по горизонтали слой воды толщины d с плоскими горизонтальными границами. На дне заданы поток тепла удельной мощности Q_1 (Вт·м⁻²), и поток соли с удельным расходом F^S (кг·м⁻²·с⁻¹). Рассматриваемая система представляет собой квазигомогенный конвективный слой средней температуры T_1 и средней солености S_1 , имеющий скачки температуры, солености и плотности на верхней границе. Скачок плотности в данной дифференциально-диффузионной системе гидростатически устойчив. Для определенности на верхней границе заданы значения потенциальной температуры T_2 (К) и солености S_2 (кг·м⁻³), хотя, скорее всего, в

природе при эволюции системы к стационарному состоянию, к соответствующему стационарному состоянию эволюционируют и эти параметры. Предполагается, что потоки тепла и соли, проходящие через прослойку, выносятся за пределы рассматриваемой области за счет других механизмов обмена.

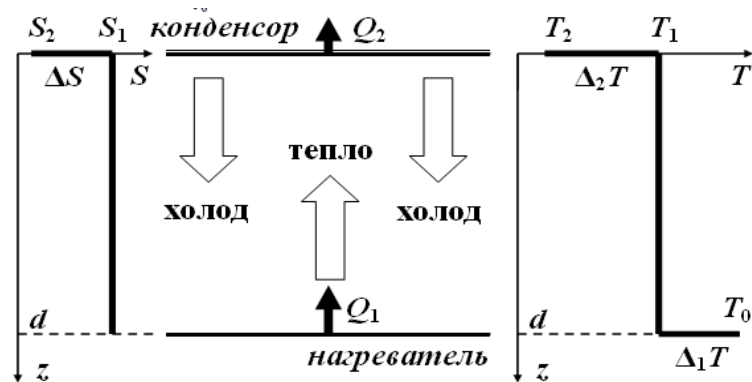


Рисунок 2.2.2. Схема вертикального обмена в придонном пограничном слое Черного моря. Средний блок — обмен в ППС; слева и справа — модельные вертикальные распределения солёности и потенциальной температуры соответственно.

На нижней границе слоя задается перепад температуры $\Delta_1 T = T_0 - T_1$, где T_0 — температура прилегающего слоя. Поскольку геотермальный поток тепла является заданной величиной, перепад температуры $\Delta_1 T$ (рис. 2.2.2) для стационарного случая — также фиксированная величина, пропорциональная потоку тепла Q_1 . В непосредственной близости от нижней границы геотермальный поток тепла переносится посредством молекулярной диффузии.

В стационарном состоянии система обладает структурой, аналогичной структуре ППС в Черном море и может служить в качестве модели для последней. Предположим, что система приведена в одно из состояний, разрешенных соотношениями (2.2.1), (2.2.2), т.е. обладает фиксированными значениями $\Delta_2 T$ и R_ρ из определенного диапазона значений, и сравним энергетическую «выгодность» всех возможных состояний в терминах тепловой машины. В пользу того, что представленную систему можно рассматривать как тепловую машину, свидетельствует тот факт, что в состоянии динамического равновесия через слой за счет подводимого потока тепла (и только за счет него) в поле силы тяжести переносится определенное количество соли в единицу времени, и, следовательно, совершается работа. Этот факт не следует рассматривать как тривиальный. Если, например, для сравнения представить ситуацию, когда обмен через прослойку осуществляется за счет механизма двойной диффузии в режиме солевых пальцев (тепло и соль при этом должны подводиться сверху), модель тепловой машины теряет смысл, поскольку в такой системе не совершается работы.

Замечание о потоке тепла как единственном источнике энергии важно для данного рассмотрения. Если бы вертикальный обмен в прослойке осуществлялся за счет турбулентных процессов (скажем, за счет опрокидывания внутренних волн), то для описания системы необходимо было бы включать дополнительные источники энергоснабжения, а систему нельзя было бы рассматривать как чисто тепловую машину. Вероятно, это обстоятельство необходимо принимать во внимание при исследовании послойной конвекции в естественных ступенчатых структурах для динамически активных слоев в океане.

В рассматриваемой модельной стационарной системе можно рассчитать несколько полезных величин: коэффициенты полезного действия (к.п.д.) для идеальной и реальной тепловых машин, а также скорость диссипации энергии и скорость производства энтропии в системе. Коэффициент полезного действия для идеальной машины, как известно, имеет вид:

$$\theta_i = \Delta_0 T / T_0. \quad (2.2.3)$$

$$\text{Здесь } \Delta_0 T = T_0 - T_2 = \Delta_1 T + \Delta_2 T.$$

Для тепловой машины величины T_0, T_2 представляют собой температуру нагревателя и температуру конденсора соответственно. Реальный к.п.д. вычисляется как отношение работы, производимой в слое в единицу времени, к мощности придонного источника тепла:

$$\theta_r = g F^s d / Q_1, \quad (2.2.4)$$

где g – ускорение свободного падения.

Для проведения необходимых расчетов рассмотрим соотношения, определяющие работу идеальной и реальной машин. В общем виде для первой из них справедливы равенства

$$\dot{A} = Q_1 - Q_2, \quad Q_1 / T_0 = Q_2 / T_2, \quad (2.2.5)$$

где Q_1, Q_2 – потоки подводимого и отводимого тепла, соответственно;

\dot{A} – полезная работа в единицу времени.

Тогда для реальной машины имеем

$$\dot{A}^D = Q_1 - Q_2^D, \quad Q_1 / T_0 + EP = Q_2^D / T_2, \quad \dot{A}^D < \dot{A}. \quad (2.2.6)$$

Здесь EP – производство энтропии в системе на единицу площади за счет диссипации энергии.

Добавим формально в левую и правую части первого из равенств (2.2.5) величину Q^D , представляющую собой производство тепла в системе за счет

диссипации энергии. Тогда, используя (2.2.6), получим $\dot{A}^D + Q^D = \dot{A}$ и $Q_2^D = Q^D + Q_2$. Это означает, что в стационарном случае приток «непроизводительного» тепла за счет диссипации Q^D полностью выносится из системы в составе величины Q_2^D . Здесь мы рассмотрели ситуацию, когда при заданных значениях T_0 и T_2 реальная машина совершает определенную полезную работу. Тогда очевидное неравенство $\theta_i > \theta_r$ означает, что при тех же условиях идеальная машина совершала бы большую полезную работу на величину потерь. Это позволяет оценить скорость диссипации энергии в рассматриваемой системе. Поскольку потери в данном случае чисто диссипативные и не связаны с рассеиванием тепла, можно объединить формально полезную работу и диссипацию энергии, как это сделано выше, вычислить «виртуальный» к.п.д. и приравнять его к к.п.д. идеальной машины:

$$\frac{\dot{A}^D + Q^D}{Q_1} = 1 - \frac{Q_2}{Q_1} \equiv \frac{\Delta_0 T}{T_0}, \text{ или } \frac{gF^S d}{Q_1} + \frac{\rho \varepsilon d}{Q_1} = \theta_i, \quad (2.2.7)$$

где ρ – средняя плотность жидкости в слое;

ε – средняя скорость диссипации энергии на единицу массы.

Отсюда имеем выражение для величины ε :

$$\varepsilon = Q_1 \frac{(\theta_i - \theta_r)}{\rho d} \quad (2.2.8)$$

Для расчета к.п.д. реальной машины $\theta_r = gF^S d / Q_1$ используем равенства:

$$F^S = \frac{\alpha}{\beta} F^T \gamma, \quad Q_2^D = C_p F^T. \quad (2.2.9)$$

Тогда из соотношений, представленных выше, имеем

$$\theta_r = \frac{\tau}{1 + \tau}, \quad \tau = \frac{\alpha}{\beta} \frac{g \gamma d}{C_p}, \quad (2.2.10)$$

где C_p – теплоемкость морской воды при постоянном давлении.

Отметим, что в равенство (2.2.10) не входят конкретные значения потоков и термохалинных характеристик системы.

Из уравнения (2.2.6) для баланса энтропии в реальной машине получим:

$$EP = Q^D / T_2 \quad (2.2.11)$$

или, в рамках рассматриваемой модели с учетом (2.2.8), для скорости производства энтропии на единицу массы ep можно записать:

$$ep = \frac{Q_1}{T_2} \frac{(\theta_i - \theta_r)}{\rho d} \quad (2.2.12)$$

Как следует из приведенного выше анализа, скорость производства энтропии на единицу массы может быть выражена как:

$$ep = \frac{Q_1}{T_2 \rho d} \left(\frac{\Delta_1 T + \Delta_2 T}{T_0} - \theta_r \right), \quad (2.2.13)$$

$$\text{где } \Delta_2 T = \frac{1}{\alpha} \left[\frac{Q_2^D}{C(R_\rho)} \right]^{3/4}, \quad Q_2^D = Q_1(1 - \theta_r), \text{ или}$$

$$ep = \frac{Q_1(1 - \theta_r)^{3/4}}{T_2 \rho d} \frac{1}{\alpha T_0} \left[\frac{Q_1}{C(R_\rho)} \right]^{3/4} + \quad (2.2.14)$$

$$+ \frac{\Delta_1 T}{T_0(1 - \theta_r)^{3/4}} - \frac{\theta_r}{(1 - \theta_r)^{3/4}}$$

Это основное выражение для скорости производства энтропии в рассматриваемой модели.

Теорема о минимуме производства энтропии [8, 9] утверждает, что слабонеравновесная слабонелинейная термодинамическая система стремится к устойчивому стационарному состоянию, характеризующему минимальным производством энтропии, совместимому с налагаемыми на систему связями. Фактически основное условие для рассматриваемой системы должно выполняться в квазиоднородном слое: вся полезная работа, диссипация энергии и энтропия производятся именно здесь. При условии, что система находится в состоянии, близком к термодинамическому равновесию, проблема описания стационарного состояния сводится к определению набора параметров, соответствующих минимуму функции ep .

Условие «равновесия» для ППС.

Возможность применения принципа Пригожина – Глэнсдорфа к черноморскому ППС предполагает, что последний находится в состоянии, близком к термодинамическому равновесию. Представляется, что в данном случае это условие выполняется: перепады температуры в квазиоднородном слое, очевидно, не превышают 0,001K (рис. 2.2.1). В то же время слабую неравновесность, равно как и слабую нелинейность, природной системы, видимо, следует рассматривать здесь как правдоподобные гипотезы.

Учитывая, что значение R_ρ в стационарном черноморском ППС близко к 3, величина γ может рассматриваться постоянной, близкой к 0,15 для искомого стационарного состояния. Последнее, кроме того, может служить подтверждением предположения о величине d как о внешнем параметре для ППС. Действительно, численная оценка параметра $\theta_r \cong 2,1 \cdot 10^{-5}$ ($\alpha \cong 1,3 \cdot 10^{-4} \text{ К}^{-1}$, $\beta \cong 7,8 \cdot 10^{-4} (\text{кг} \cdot \text{м}^{-3})^{-1}$, $C_p \cong 4,2 \cdot 10^6 \text{ Дж} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{К}^{-1}$, $d \cong 350 \text{ м}$) указывает на то, что введение потока Q_1 вместо Q_2^D для вычисления соответствующего потока соли (см. (2.2.1) с учетом равенства $F^T = Q/C_p$) вносит незначительный вклад в окончательный результат. Отметим, что если S – концентрация соли в единицах СИ, как в данном случае, то надлежащее численное значение β фактически соответствует случаю, когда соленость измеряется в практических единицах солености. Принимая во внимание характер зависимости θ_r от параметров (2.2.10) и численные оценки, полученные выше, выражение (2.2.14) для скорости производства энтропии можно преобразовать к виду:

$$ep \cong \frac{Q_1}{T_2 \rho d} \left\{ \frac{1}{\alpha T_0} \left[\frac{Q_1}{C(R_\rho)} \right]^{3/4} + \frac{\Delta_1 T}{T_0} - \frac{\alpha g \gamma d}{\beta C_p} \right\}. \quad (2.2.15)$$

Как следует из (2.2.15), имеется единственный параметр $C(R_\rho)$, который система может «выбрать» для того, чтобы достичь стационарного состояния. Тогда функция $C(R_\rho)$ должна иметь локальный максимум в состоянии равновесия.

Результаты лабораторных измерений, выполненных с целью определения вида функции $C(R_\rho)$ для режима послойной конвекции двойной диффузии, были обобщены в работе [7]. Соответствующая безразмерная зависимость $C'(R_\rho)$ представлена на рисунке 2.2.3.

Как можно видеть на рисунке 2.2.3, измеренная зависимость обладает слабо выраженным локальным максимумом в окрестности $R_\rho = 3$. В интервале $1 < R_\rho \leq 3,144$ общая структура данных измерений довольно хорошо описывается приближением при помощи метода наименьших квадратов с использованием полинома шестой степени (см. рис. 2.2.3). Конечно, строго говоря, результаты анализа данных лабораторных измерений сами по себе не могут служить единственным основанием для выводов об условиях существования стационарного состояния системы. Однако то, что природная система «выбирает» для своего стационарного состояния приблизительно то же значение параметра, которое предсказывают независимые данные лабораторных

экспериментов, позволяет рассматривать значение $R_\rho \cong 3$ в качестве равновесного для подобного рода систем, имея в виду принцип минимума производства энтропии.

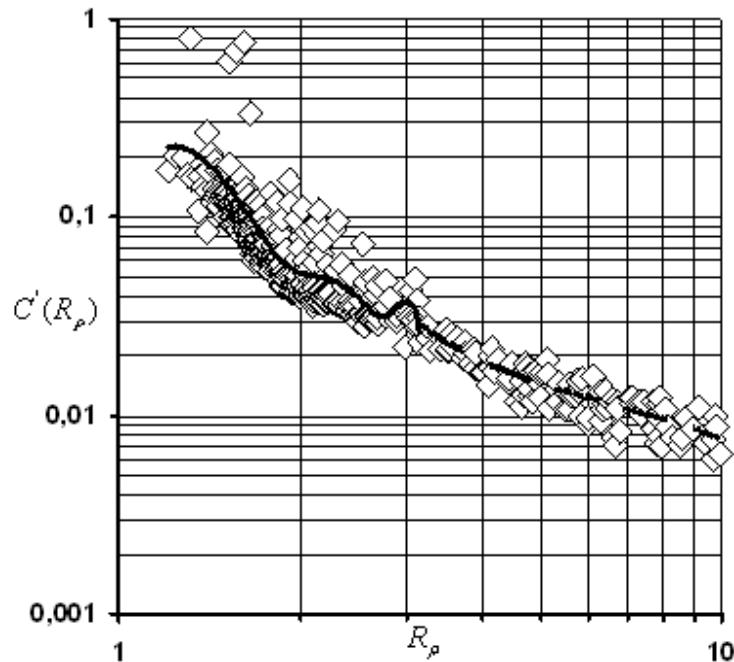


Рисунок 2.2.3. Обобщенная безразмерная зависимость $C'(R_\rho)$ на основе массива данных лабораторных экспериментов [7]. Кривые соответствуют приближениям с помощью метода наименьших квадратов полиномами шестой степени для двух интервалов независимой переменной: $1 < R_\rho \leq 3,14$ – сплошная линия, $R_\rho > 3,144$ – штриховая линия.

В заключение отметим, что существует еще одно соображение, указывающее на энергетическую «эффективность» состояния $R_\rho = 3$. Тернер [6] описал процесс формирования слоя для дифференциально-диффузионной системы с первоначально устойчивым линейным градиентом солёности и постоянной температурой, интенсивно подогреваемого снизу. Он особо отметил предельный режим формирования слоя, когда потенциальная энергия сохраняется между начальным и конечным состояниями. Это соответствует конечному состоянию с $R_\rho = 3$ на верхней границе перемешанного слоя. Отметим, что нечто подобное наблюдается в стационарной модели, представленной выше. Потенциальная энергия, генерируемая на верхней границе раздела посредством потока плавучести, уравнивается в среднем за счет придонного потока тепла. Это может служить дополнительным аргументом в пользу обоснованности интерпретации данных лабораторного моделирования при решении поставленной задачи.

Совместный анализ теоретических результатов, данных глубоководных измерений в Черном море и лабораторных экспериментов, предпринятый в настоящей работе, позволяет сделать заключение о правилах формирования стационарного состояния для ступенчатого дифференциально-диффузионного слоя. В частности, придонный пограничный слой в Черном море, вероятнее всего, «выбирает» свои определяющие равновесные параметры (в данном случае значение плотностного соотношения) в соответствии с принципом минимума производства энтропии Пригожина – Глэнсдорфа.

Следует иметь в виду, что в рамках представленного подхода необходимо выполнение двух условий: 1) рассматриваемая дифференциально-диффузионная система близка к состоянию термодинамического равновесия; 2) придонный пограничный поток тепла представляет собой единственный источник энергии для поддержания вертикального обмена в системе. Повидимому, далеко не все квазистационарные дифференциально-диффузионные системы в океане (скажем, ступенчатые структуры) удовлетворяют этим условиям. Следовательно, «стационарное» значение $R_p \approx 3$ нельзя рассматривать как универсальное. Отклонение системы от первого и/или второго условий предполагает привлечение других, более сложных подходов для ее описания.

Список литературы

1. *Ivanov L.I., Samodurov A.S.* The role of lateral fluxes in ventilation of the Black Sea // *J. Mar. Syst.* – 2001. – 31, № 1 – 3. – P. 159 – 174.
2. *Самодуров А.С., Иванов Л.И.* Балансовая модель для расчета средних вертикальных потоков жидкости, тепла, соли и растворенных химических веществ в термохалоклине Черного моря // *Морской гидрофизический журнал.* – 2002. – № 1. – С. 7 – 24.
3. *Özsoy E., Unluata U., Top Z.* The evolution of Mediterranean water in the Black Sea: interior mixing and material transport by double diffusive intrusions // *Progr. in Oceanogr.* – 1993. – 31. – P. 275 – 320.
4. *Дучков А.Д., Казанцев С.А.* Тепловой поток впадины Черного моря // *Геофизические поля Атлантического океана.* – М.: Наука, 1988. – С. 121 – 130.
5. *Kelley D.E.* Fluxes through diffusive staircases: a new formulation // *J. Geophys. Res.* – 1990. – 95. – P. 3365 – 3371.
6. *Тернер Дж.* Эффекты плавучести в жидкостях. – М.: Мир, 1977. – 431 с.
7. *Kelley D.E., Fernando H.J.S., Gargett A.E. et al.* The diffusive regime of double-diffusive convection // *Progr. in Oceanogr.* – 2003. – 56. – P. 461 – 481.
8. *Prigogine I.* Introduction to nonequilibrium thermodynamics – New York: Wiley – Interscience, 1962.
9. *Glansdorff P., Prigogine I.* Thermodynamic theory of structure, stability and fluctuations. – New York: Wiley – Interscience, 1971.

2.3. ПРОСТРАНСТВЕННО–ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЧАСТОТЫ ПЛАВУЧЕСТИ, ВЕРТИКАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ СВОБОДНЫХ ВНУТРЕННИХ ВОЛН И ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

К ключевым гидрологическим параметрам, влияющим на состояние и устойчивость морской экосистемы, относят плотность морской воды. Распределение плотности и внутренние волны являются источником горизонтальных и вертикальных движений вод, которые влияют на распределение в водной толще органических и неорганических взвесей, а также живых организмов. Слой максимальных градиентов плотности и глубина его залегания имеют важное значение в вертикальном распределении биологической продуктивности и вертикальной миграции отдельных видов гидробионтов. Резко выраженный слой скачка плотности препятствует оседанию взвешенных частиц, поэтому на его верхней границе концентрируется легчайший детрит и планктон, что привлекает в этот слой рыб, головоногих и др. В северо-западной части Черного моря в летне-осенний период при хорошо выраженной плотностной стратификации вод, препятствующей поступлению кислорода из поверхностного слоя в придонный, в толще воды под сезонным пикноклином развивается гипоксия, которая приводит к возникновению заморов и гибели организмов бентоса.

В этой связи исследование пространственно-временной изменчивости частоты плавучести и вертикальной структуры внутренних волн в Черном море представляет большой практический и научный интерес. К этим вопросам обращались многие авторы [1 – 7]. Изменчивость частоты плавучести по среднемноголетним данным в глубоководной зоне моря, в главном и сезонном пикноклинах рассмотрена в [2, 3]. Работы [4, 6] посвящены математическому моделированию волновых процессов, возникающих в неоднородном море под действием периодических и импульсных возмущений. В [5] проведено исследование свободных внутренних волн по данным натурных наблюдений на гидрологических станциях в центральном, северо-восточном, юго-восточном районах и у побережья Крыма. Результаты теоретического анализа возможного влияния стока речных вод на внутренние волны в Черном море приводятся в [1]. При этом необходимо отметить, что различная обеспеченность климатических массивов и сильная межгодовая изменчивость во многом определяют различия в количественных характеристиках климатических полей, а также в характеристиках внутренних волн. Повышение качества измерений в экспедициях последних лет и возросшая обеспеченность гидрологических массивов позволяет с большей достоверностью отразить средние термохалинные поля Черного моря [8] и вертикальную структуру внутренних волн [9], а также выполнить анализ пространственно-временной изменчивости частоты плавучести и распределения глубины залегания её максимума, дисперсионных свойств и вертикальной структуры свободных внутренних волн,

закономерностей изменчивости полей температуры поверхности моря и глубины залегания основного пикноклина.

Пространственно-временная изменчивость частоты плавучести.

В качестве исходных данных использовалась версия климатического термохалинного массива Черного моря, основанная на результатах экспедиционных работ за период 1955-2000 гг. Общее число гидрологических станций, использованных для формирования данного массива, составило 130 тыс. [8]. Акватория моря была разбита на 95 «квадратов» величиной $\sim 0,7^\circ$ по широте и 1° по долготе (рис. 2.3.1), причем в северо-западной части моря каждый «квадрат» был разбит еще на четыре части величиной $\sim 0,35^\circ$ по широте и $0,5^\circ$ по долготе. Пространственное осреднение термохалинных характеристик производилось непосредственно внутри каждого квадрата.

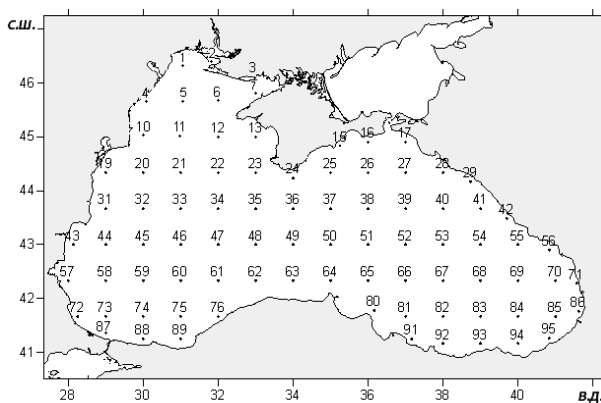


Рисунок 2.3.1. Схема условных «квадратов» Черного моря.

Для каждой точки сетки (центр «квадрата») рассчитывались многолетние среднемесячные профили значений частоты Вьяйсяля-Брента через градиент плотности по формуле:

$$N^2(z) = \frac{g}{\rho} \frac{d\rho}{dz}, \quad (2.3.1)$$

где z – глубина;

ρ – плотность;

g – ускорение свободного падения.

Для вертикальной интерполяции с шагом 5 м применялась 4-точечная схема Рейнигера-Росса [10] (комбинация метода взвешенных парабол и линейной интерполяции). На основе полученного массива проведен анализ сезонного хода средних многолетних значений частоты плавучести.

Далее выполнена экспоненциальная аппроксимация ($N_I(z) = ae^{\gamma z}$ ($\gamma < 0$)) климатических профилей $N(z)$ для ячеек сетки с глубиной ≥ 300 м. Аппроксимация проводилась для глубин 87,5 – 300 м в центральной части моря и Прибосфорском районе, и для глубин 125 – 300 м для остальной части акватории. Рассчитаны среднеквадратические отклонения исходных профилей от аппроксимированных. Проведена экстраполяция $N_I(z)$ для глубин больших 300 м.

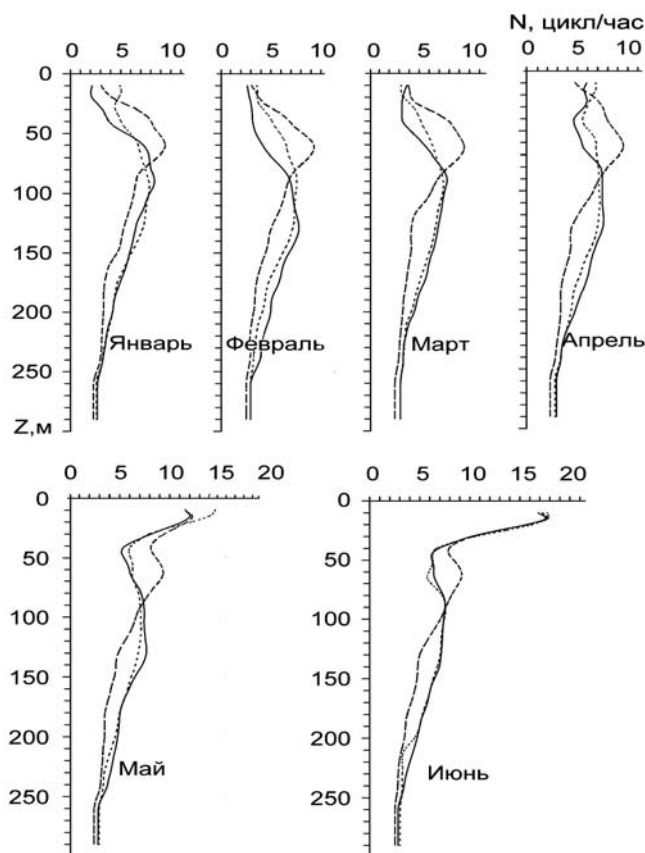


Рисунок 2.3.2. Среднемесячные профили частоты плавучести с января по июнь: юго-восточный (—), центральный (---), западный район Черного моря (.....).

На основе обобщения особенностей вертикальной структуры плотности и геострофической циркуляции вод Черного моря выделены районы:

- 1) юго-восточный – район у берегов Грузии и Турции, где преобладают антициклонические нисходящие движения, в частности, Батумский антициклон;
- 2) центральный – район циклонических круговоротов и, соответственно, восходящих движений вод;
- 3) западный – остальная часть акватории, прилегающая к побережью Болгарии, Румынии, юго-западу Крыма.

Среднемноголетний сезонный ход $N(z)$ на глубинах до 290 м для выбранных районов Черного моря показан на рисунках 2.3.2, 2.3.3 (сплошные кривые соответствуют району 1, штриховые – району 2, пунктирные – району 3). Сезонная изменчивость $N(z)$ наиболее выражена в слое 0-50 м. В весенний период при интенсивном солнечном прогреве вод образуется слой скачка плотности (в апреле – в юго-восточном и западном районах, в мае – в центральном). Сезонный пикноклин развивается до августа, ослабевает в

сентябре-ноябре, разрушаясь в декабре в юго-восточном районе, и в январе в центральном и западном.

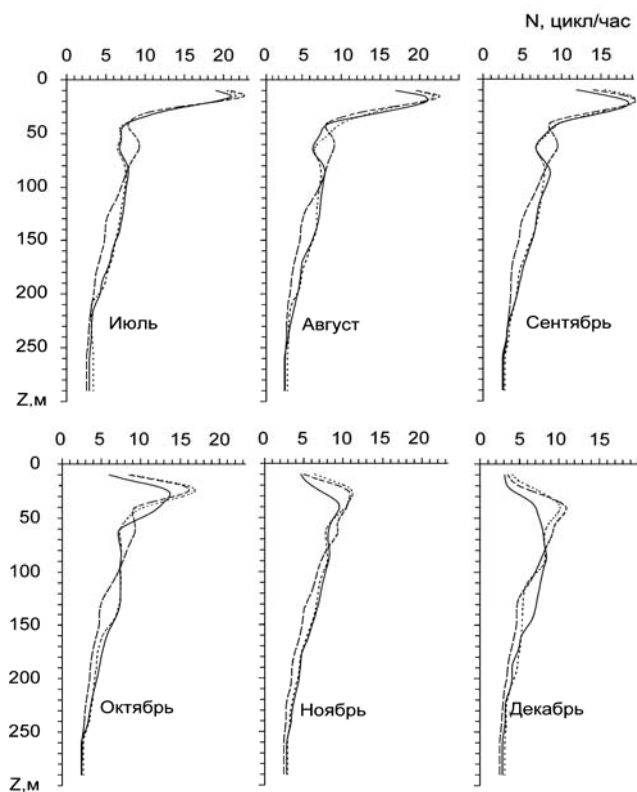


Рисунок 2.3.3. Среднемесячные профили частоты плавучести с июля по декабрь: юго-восточный (—), центральный (---), западный район Черного моря (-----).

Диапазон изменений максимума частоты плавучести (N_{max}) по глубине в сезонном пикноклине в течение года составляет для юго-восточного района $7,6 \div 21$ цикл/час с минимумом в апреле и максимумом в июле. В центральном районе диапазон изменений составляет $9,4 \div 22,6$ цикл/час с минимумом в январе и максимумом в июле. В западном районе N_{max} в течение года изменяется от $7,2$ цикл/час в апреле до $21,8$ цикл/час в августе. Полученные по климатическому массиву значения N_{max} меньше величин приведенных в работе [3] (весь диапазон N_{max} сдвинут на $2,4 \div 2,8$ цикл/час). Различия между значениями, вероятно, связаны с различной обеспеченностью климатических массивов и межгодовой изменчивостью гидрологических параметров.

Величины N_{max} в главном пикноклине в 2-3 раза меньше, чем в сезонном. Диапазон изменений N_{max} в течение года составляет $7,5 \div 8,5$ цикл/час для юго-восточного района. При этом минимальное значение соответствует июню, а максимальное — ноябрю. В центральном районе диапазон изменений N_{max} составляет $9,1 \div 9,6$ цикл/час с минимумом в августе и максимумом в декабре. В западном районе минимальное значение N_{max} имеет место в мае ($7,1$ цикл/час), а

максимальное (8,7 цикл/час) в декабре. Значения N_{max} для главного пикноклина превышают соответствующие характеристики типовых профилей, приведенных в работе [3] (весь диапазон N_{max} сдвинут на $1,6 \div 1,9$ цикл/час).

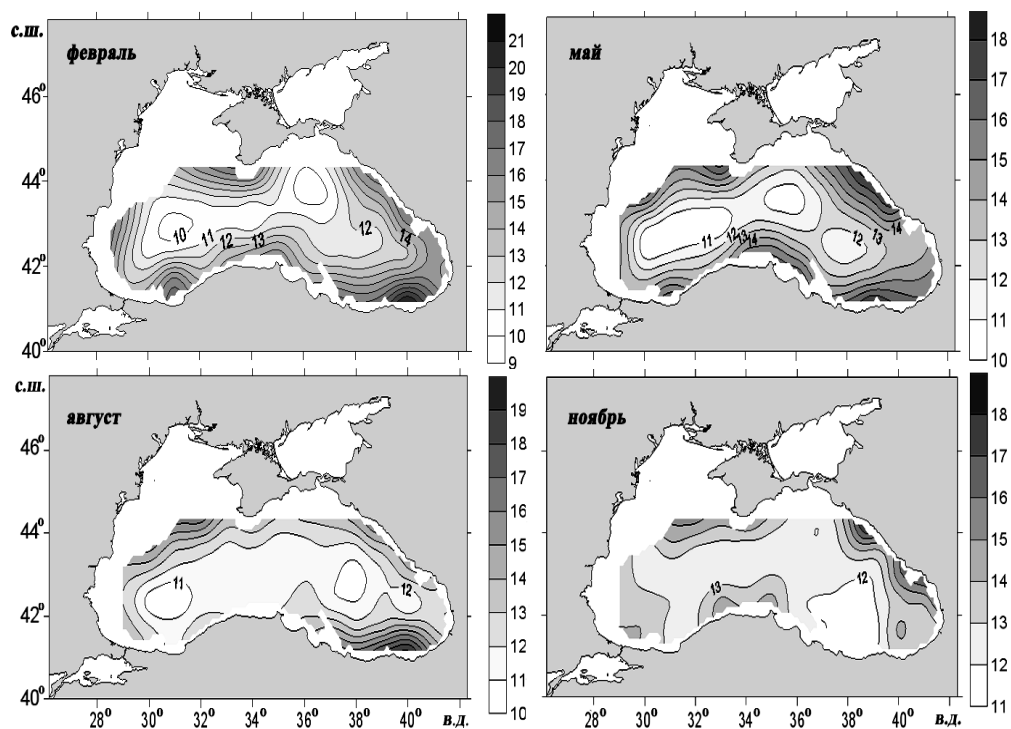


Рисунок 2.3.4. Пространственное распределение коэффициента a экспоненциальной аппроксимации $N(z)$.

На рисунках 2.3.4, 2.3.5 представлены коэффициенты a , γ экспоненциальной аппроксимации профилей $N(z)$ для центральных месяцев гидрологических сезонов. Изолинии даны здесь с шагом 1 цикл/час для коэффициента a и $2 \cdot 10^{-4}$ 1/м для γ . Среднеквадратическое отклонение (СКО) исходных профилей $N(z)$ от аппроксимированных $\leq 1,3$ цикл/час в зимний, $\leq 1,4$ цикл/час в весенний, и ≤ 1 цикл/час в летний и осенний периоды. Среднее значение СКО составляет 0,4 цикл/час.

В глубоководных районах моря диапазон изменений максимальных среднемесячных значений частоты плавучести, рассчитанный по уравнению сглаживающей экспоненты, составляет $1,0 \div 1,8$ и $0,1 \div 0,4$ цикл/час на горизонтах 500 м и 1000 м соответственно.

Пространственно-временная изменчивость глубины залегания максимума частоты плавучести.

На основе средних климатических профилей частоты плавучести для 95 квадратов Черного моря, проведен анализ пространственной и сезонной изменчивости глубины залегания N_{max} в сезонном (рис. 2.3.6) и основном (рис. 2.3.7, 2.3.8) пикноклинах.

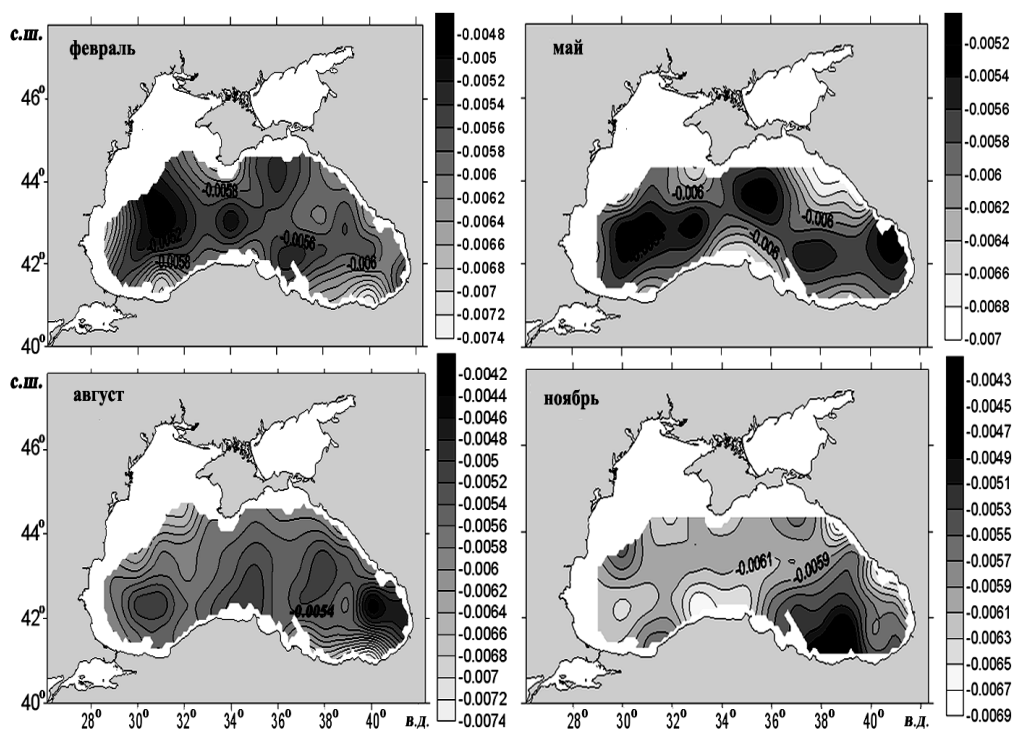


Рисунок 2.3.5. Пространственное распределение коэффициента γ экспоненциальной аппроксимации $N(z)$.

Изменения глубины залегания сезонного пикноклина ($H_{сез}$) в основном определяется локальными внешними факторами – потоками тепла и импульса через поверхность моря, речным стоком. Меньшее влияние на годовой цикл сезонного пикноклина оказывают вертикальные движения вод [2]. Мелководность северо-западной части Черного моря определяет специфику его термохалинной структуры вод. По вертикали структура вод близка к двухслойной с одним скачком плотности [3]. В этом районе $H_{сез}$ увеличивается в направлении с северо-запада на юго-восток. На северо-западе моря в районах максимального распреснения вблизи устьев рек Дунай, Днепр, Днестр пикноклин с апреля по январь находится вблизи поверхности моря, и $H_{сез}$ не превышает 13÷17 м. В осенний период на юго-востоке северо-западной части моря $H_{сез}$ достигает 32 м.

В весенний период сезонный пикноклин в центральной части и у южного побережья моря приподнят к поверхности. Здесь значения $H_{сез}$ минимальны (12÷14 м). Подъем сезонного пикноклина в этих районах обусловлен восходящими движениями вод в зоне основных циклонических круговоротов и устойчивым апвеллингом в весенний период в центральной части Анатолийского побережья [11]. На юго-западе и юго-востоке моря глубины залегания N_{max} достигают наибольших значений (35÷48 м) и согласуются с расположением максимумов температуры воды в поверхностном слое [2].

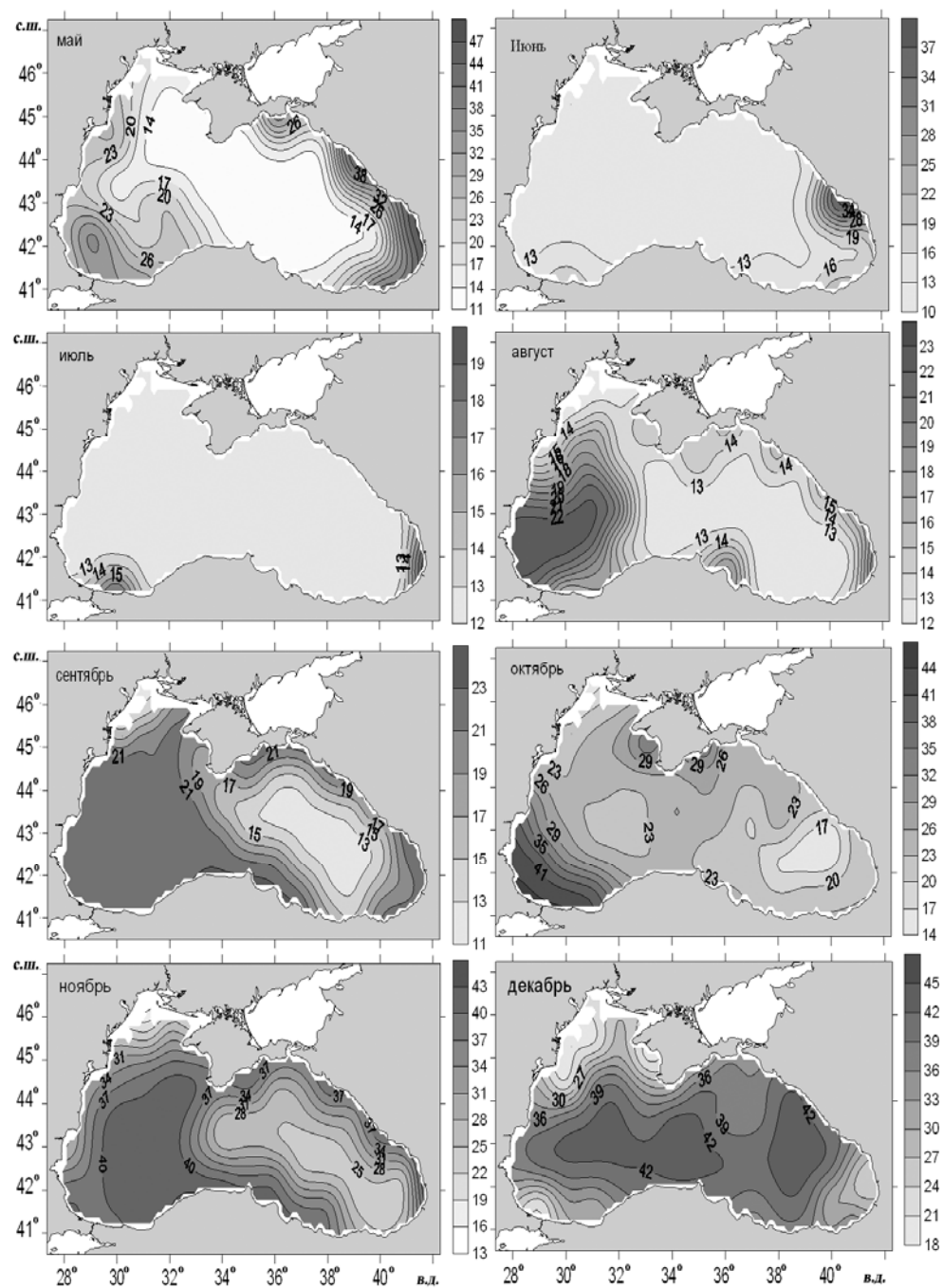


Рисунок 2.3.6. Глубина залегания максимума частоты Вайсяля-Брента в сезонном пикноклине (слой 0-50 м).

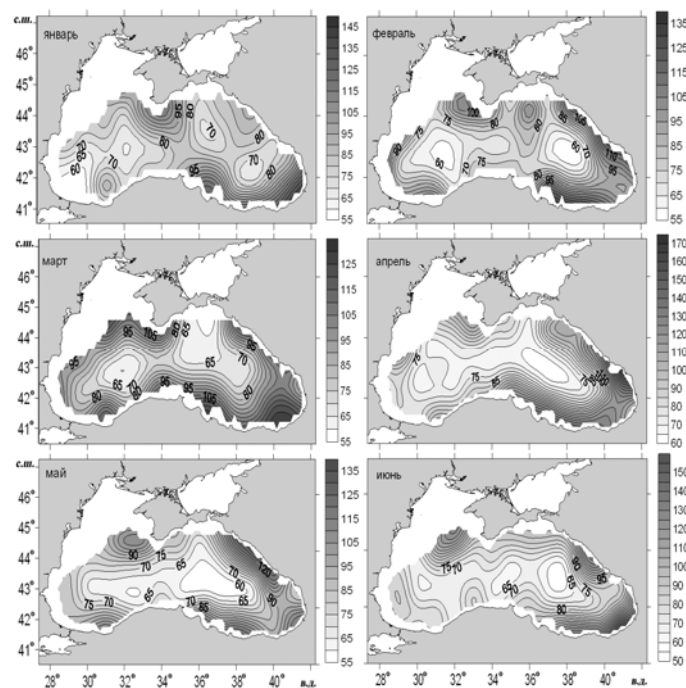


Рисунок 2.3.7. Глубина залегания максимума частоты Вайсяля-Брента в основном пикноклине (слой 50-200 м) с января по июнь.

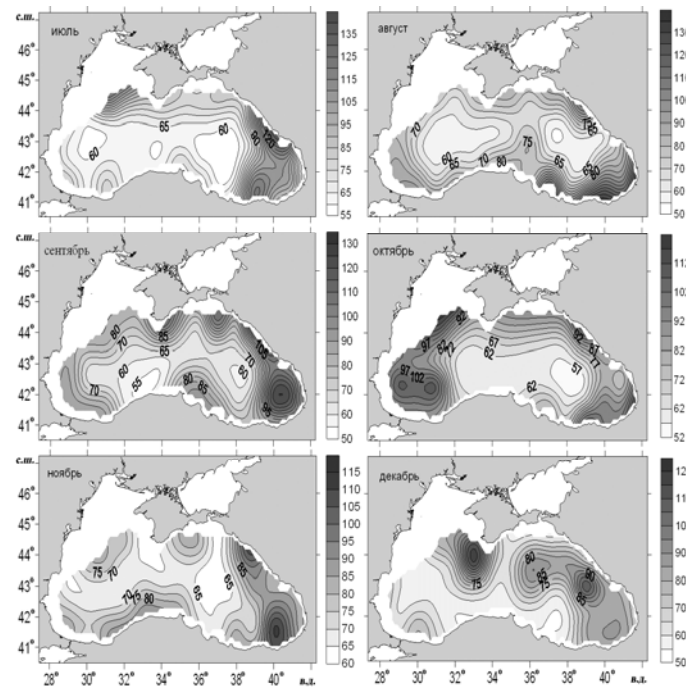


Рисунок 2.3.8. Глубина залегания максимума частоты Вайсяля-Брента в основном пикноклине (слой 50-200 м) с июля по декабрь.

В летний период пространственная изменчивость $H_{сез}$ минимальна вследствие сглаживания температурных неоднородностей в процессе прогрева верхнего квазиоднородного слоя. Наименьшие глубины залегания N_{max} характерны для центрального и восточного районов моря. Они составляют 12-13 м. В юго-восточной зоне N_{max} поднимаются к поверхности до глубины 20 м. В юго-западной зоне область расположения максимума $H_{сез} \approx 23$ м расширяется, занимая весь западный район Черного моря. Ноябрьское поле $H_{сез}$ близко к летнему. Отличия заключаются в его заглублении до 23÷26 м в центральной и восточной частях моря, и до 43 м в западной области.

Годовой цикл глубины залегания основного пикноклина ($H_{осн}$) обусловлен общей схемой вертикальных движений и соответствует сезонному циклу геострофической циркуляции. Наибольшие значения $H_{осн}$ наблюдаются в зонах квазистационарных антициклонических вихрей, где преобладают нисходящие движения вод с максимумом в весенне-летний период общего ослабления циркуляции. В юго-восточной части моря в зоне интенсивного Батумского антициклонического круговорота наибольшие значения $H_{осн}$ достигаются весной (130 м) и летом (160 м). Весной в зоне квазистационарного Севастопольского антициклонического вихря $H_{осн}$ изменяется в пределах 105-120 м. В районе Синопского антициклонического круговорота летом основной пикноклин расположен на глубине 115 м. В центральной части моря в зоне циклонических круговоротов, обуславливающих восходящее движение вод, N_{max} больше всего подняты к поверхности, и достигают глубин 60-70 м.

Согласованность изменчивости температуры поверхности моря и глубины залегания основного пикноклина.

Наибольшие среднемесячные значения температуры поверхности воды в течение всего года (рис. 2.3.9, 2.3.10) наблюдаются в юго-восточном и восточном районах моря, наименьшие – на западе и северо-западе. Северо-западная и западная часть Черного моря открыта для вторжения с севера холодных воздушных масс и характеризуется умеренным климатом, а восточная и юго-восточная часть – субтропическим [2]. Заметна разница в ориентации изотерм в западной и восточной частях моря. В западной половине моря преобладает широтная ориентация изотерм, а в восточной – долготная. Этот вывод согласуется с результатами анализа спутниковых данных за 1986-2002 гг. [13].

В зимний период разница температур между восточной и западной частями моря максимальна. Наименьшая температура воды наблюдается на юго-западе, а наибольшая на юго-востоке. На северо-востоке прослеживается зона сгущения изотерм, связанная с Северо-восточным фронтальным разделом [14]. Минимальная среднемесячная температура воды на юго-западе моря отмечается в феврале. Она равна 6,3°C. Минимум температуры воды в юго-восточной части моря наблюдается в феврале, марте и составляет 8,9 °C.

В апреле формируется зона минимумов температуры воды в центральной части моря. В мае она смещается на юго-запад и юг. В восточной и юго-восточной части сохраняется зона повышенных температур. На южной периферии основного черноморского течения в июне и мае прослеживается Анатолийский фронтальный раздел [14].

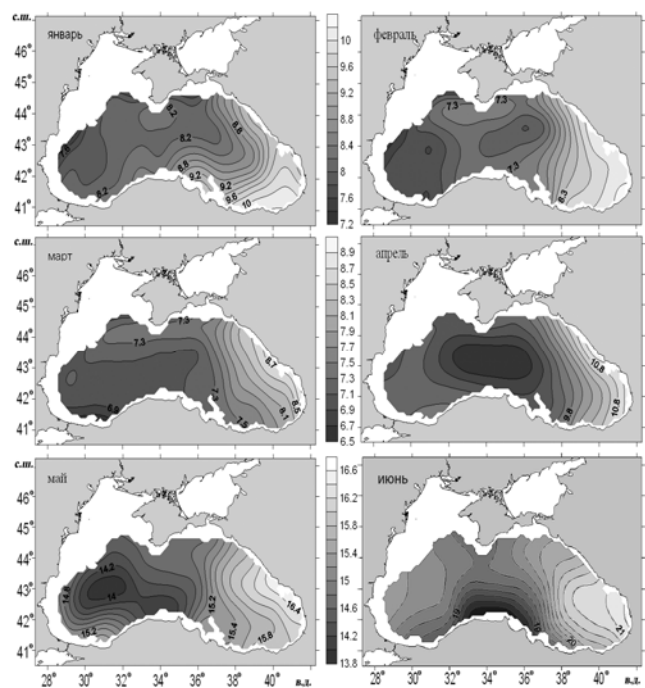


Рисунок 2.3.9. Температура воды морской поверхности с января по июнь

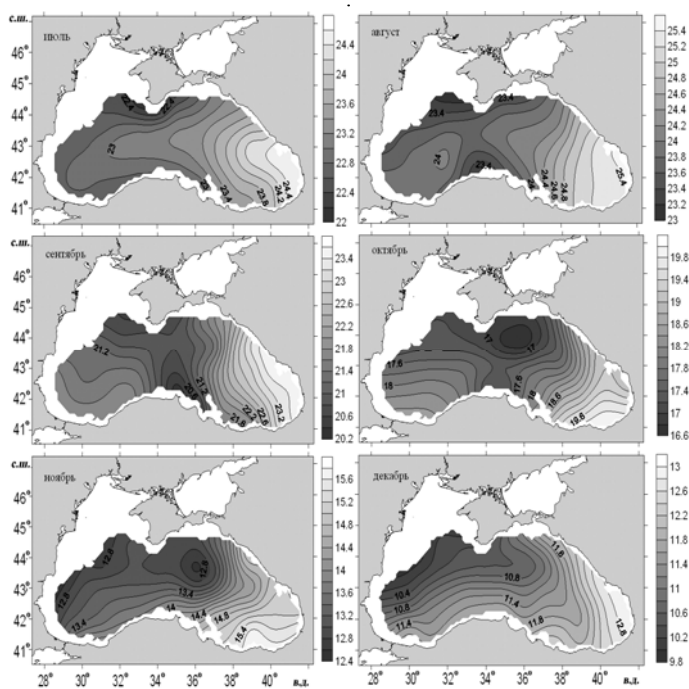


Рисунок 2.3.10. Температура воды на морской поверхности с июля по декабрь.

В летний период области минимумов температуры воды примыкают к южному и северному району глубоководной зоны. Наибольшая среднемесячная температура воды для всех районов наблюдается в августе. Она составляет 23,0°С в южных и северных районах глубоководной части. На юго-востоке максимум температуры равен 25,4°С.

Осенью зона минимумов смещается на северо-восток, север и к декабрю располагается на северо-западе моря. Область максимумов примыкает к южному побережью юго-восточной части моря. Наиболее выражен Северо-восточный фронтальный раздел.

Для оценки взаимосвязи изменчивости температуры поверхности моря и глубины залегания основного пикноклина проведен корреляционный анализ среднемесячных климатических полей рассматриваемых характеристик. Известно, что коэффициенты корреляции $R \geq 0,214$ имеют уровень вероятности $p \geq 90\%$ при длине рядов равной 60 [12]. Это значение R было принято при анализе статистической значимости полученных коэффициентов. Коэффициенты корреляции между температурой воды морской поверхности и глубиной залегания основного пикноклина приведены в таблице 2.3.1.

Таблица 2.3.1. Коэффициенты корреляции между температурой воды морской поверхности и глубиной залегания основного пикноклина.

месяц	$R_{осн}$	месяц	$R_{осн}$	месяц	$R_{осн}$	месяц	$R_{осн}$
янв	-0,48	апр	-0,58	июль	-0,25	окт	-0,22
фев	-0,43	май	-0,40	авг	-0,26	ноя	-0,39
март	-0,26	июнь	-0,24	сен	-0,34	дек	-0,04

Примечание. Жирным шрифтом отмечены коэффициенты значимые на 90% и выше уровне.

Полученные коэффициенты отрицательны и значимы на 90% уровне для всех месяцев года, кроме декабря. Незначимый коэффициент корреляции в декабре, вероятно, обусловлен малой обеспеченностью гидрологического массива для этого месяца. Наиболее тесная связь отмечена в зимне-весенний период, т.е. в месяцы, когда сезонный пикноклин отсутствует. Максимальные значения получены для апреля и января. В эти месяцы $R_{осн} = -0,58$ ($p=99\%$) и $R_{осн} = -0,48$ ($p=99\%$) соответственно.

Таким образом, области максимумов температуры воды на морской поверхности соответствуют зонам приподнятого положения пикноклина, а зоны минимумов температуры воды соответствуют районам заглубления пикноклина.

Пространственно-временная изменчивость дисперсионных свойств и вертикальной структуры внутренних волн.

Исследование вертикальной структуры внутренних волн в Черном море проведено на основе линейной теории внутренних волн в непрерывно стратифицированной идеальной несжимаемой жидкости конечной глубины H [15]. Если использовать приближение Буссинеска, отфильтровать поверхностные волны, то амплитудные функции вертикальной составляющей скорости $w^{(n)}(k, z)$ являются решением краевой задачи типа Штурма–Лиувилля [5, 16]:

$$\frac{d^2 w^{(n)}}{dz^2} + (\Lambda^{(n)} N^2 - k^2) w^{(n)} = 0, \quad (2.3.2)$$

$$w^{(n)}(H) = 0, \quad w^{(n)}(0) = 0,$$

где $\Lambda^{(n)} = (k / \sigma^{(n)})^2$;

k – волновое число;

n – номер моды;

σ – частота колебаний.

Эта спектральная задача определяет собственные функции $w^{(n)}(k, z)$ и собственные значения частоты колебаний $\sigma^{(n)}(k)$ для каждого фиксированного значения волнового числа k .

Для получения численного решения по заданному профилю $N^2(z)$ строилась конечно-разностная аппроксимация задачи на сетке с шагом 5 м по глубине. Полученная система алгебраических уравнений решалась методом, основанном на решении характеристического уравнения для её матрицы [16]. Вычисления по разностной схеме проводились до глубины $z^* = 290$ м. Поскольку глубина Чёрного моря значительно превышает z^* , и при $z > z^*$ значения $N^2(z)$ малы по сравнению с N_{\max}^2 , то производилась стыковка разностного \tilde{w} для $0 \leq z \leq z^*$ и аналитического $w = \tilde{w}(z^*) sh[k(z-H)] sh^{-1}[k(z^* - H)]$ в области $z^* \leq z \leq H$ решений [5, 16].

Исходя из приведенных выше среднемноголетних распределений $N(z)$ для выделенных районов Черного моря на рисунке 2.3.11 представлены дисперсионные кривые трех низших мод ($n=1, 2, 3$) внутренних волн для центральных месяцев гидрологических сезонов (сплошные кривые соответствуют району 1, штриховые – району 2, пунктирные с точкой – району 3). Сравнение кривых соответствующих рассматриваемым районам Черного моря, для различных сезонов года показывает, что отличия в зависимостях $\sigma(k)$ для трех низших мод внутренних волн обусловлены как сезонными, так и пространственными изменениями плотности. Дисперсионные кривые для юго-восточного и западного районов практически одинаковые, а для центрального района отклоняются от них в область более низких значений собственной частоты. Выявленная закономерность прослеживается во все сезоны года для всех рассматриваемых дисперсионных кривых с некоторыми исключениями в весенний и осенний периоды. Весной дисперсионные кривые первой ($n=1$) моды для западного и центрального районов сближаются. В осенний сезон дисперсионные кривые второй и третьей ($n=2, 3$) моды западного района лежат в области более высоких значений частоты собственных колебаний по сравнению соответствующими дисперсионными кривыми для центрального и юго-восточного районов. Летнему периоду соответствуют волны с большими значениями длин (с максимумом в августе и сентябре).

Для рассмотренных районов Черного моря распределение амплитуд вертикальной составляющей скорости трех низших мод внутренних волн по

глубине в слое 0-290 м для длины волны $\lambda=1000$ м представлено на рисунках 2.3.12, 2.3.13. На больших глубинах собственные функции экспоненциально убывают.

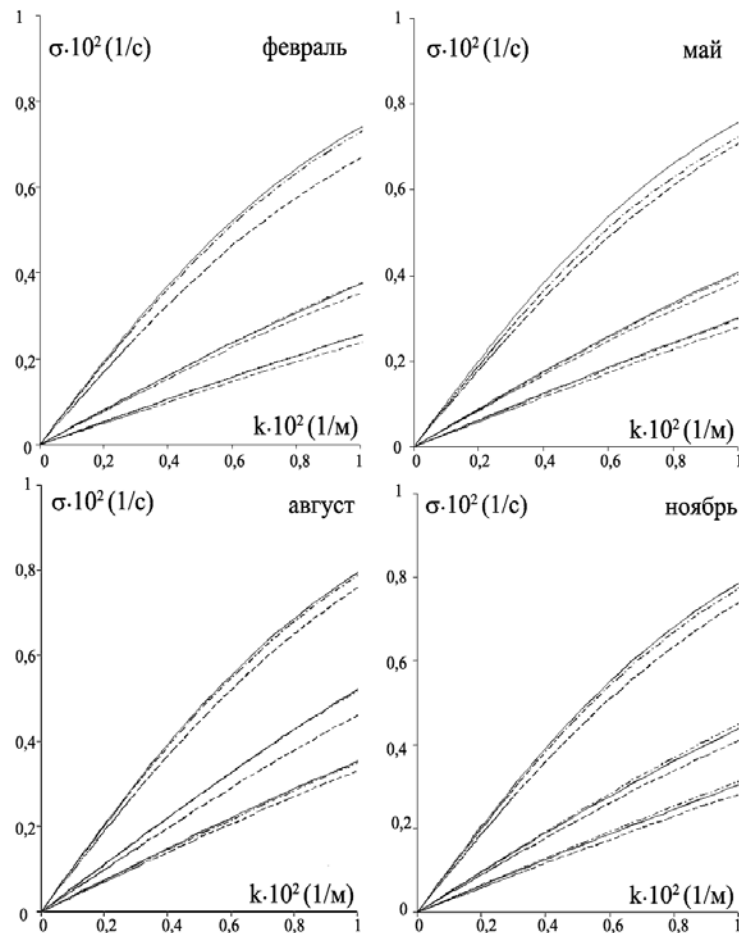


Рисунок 2.3.11. Дисперсионные кривые трех низших мод внутренних волн ($n=1, 2, 3$) для центральных месяцев гидрологических сезонов: юго-восточный (—), центральный (---), западный район Черного моря (- · - · -).

В зимний период для выделенных районов Черного моря значения глубин соответствующих экстремумам вертикальной составляющей скорости $w(z)$ отличаются не более чем на 35 м для каждой из трех низших мод внутренних волн. Амплитуда внутренних волн достигает максимальных значений на глубинах 100-225 м. Для первой моды максимум величины $w(z)$ соответствует глубине 125 м для юго-восточного, западного районов и глубине 100 м для центрального. Глубины максимума $w(z)$ для второй моды – 200 м, 170 м и 190 м для юго-восточного, центрального и западного районов соответственно. Для третьей моды максимум $w(z)$ соответствует глубине 210 м для центрального, западного районов, и 225 м для юго-восточного.

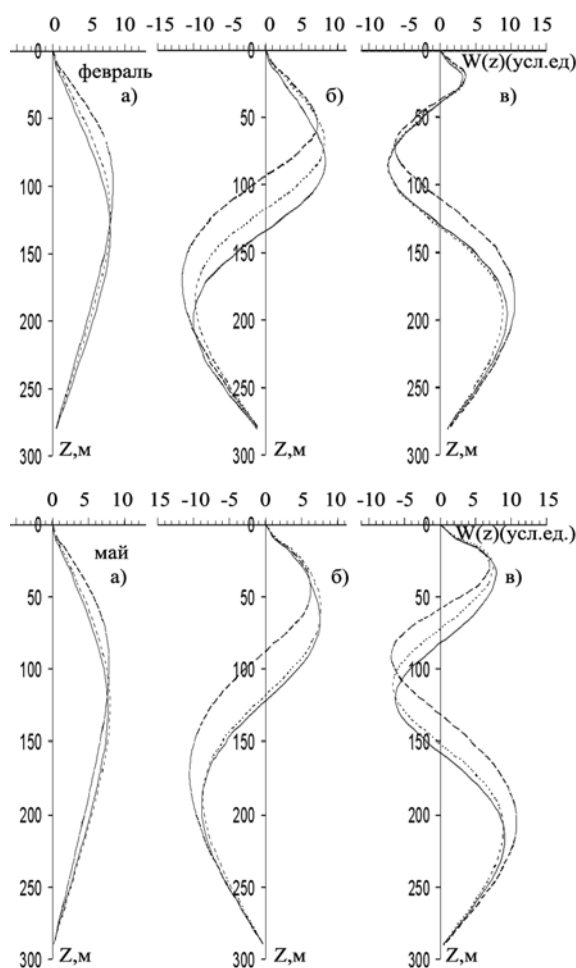


Рисунок 2.3.12. Распределения вертикальной составляющей скорости по глубине трех низших мод ($n = 1, 2, 3$) внутренних волн (а, б, в) для февраля и мая: юго-восточный (—), центральный (---), западный район (- - -).

В летний период глубина расположения максимального значения вертикальной составляющей скорости $w(z)$ заданной моды внутренних волн в рассматриваемых районах отличается не более чем на 20 м. При этом она находится диапазоне 95-195 м, меньшем чем зимой. Приподнятое положение основного пикноклина в центральном районе моря существенно смещает вверх положение максимума вертикальной составляющей скорости. Максимальное значение $w(z)$ первой моды в юго-восточном и западном районах находится глубине 115 м. В центральном районе соответствующая глубина равна 95 м. Максимум величины $w(z)$ второй моды находится на глубине 165 м в юго-восточном и западном районах моря. В центральном районе максимум соответствует глубине 155 м. Для третьей моды глубины максимума $w(z)$ равны 185 м для юго-восточного, западного районов и 195 м для центрального.

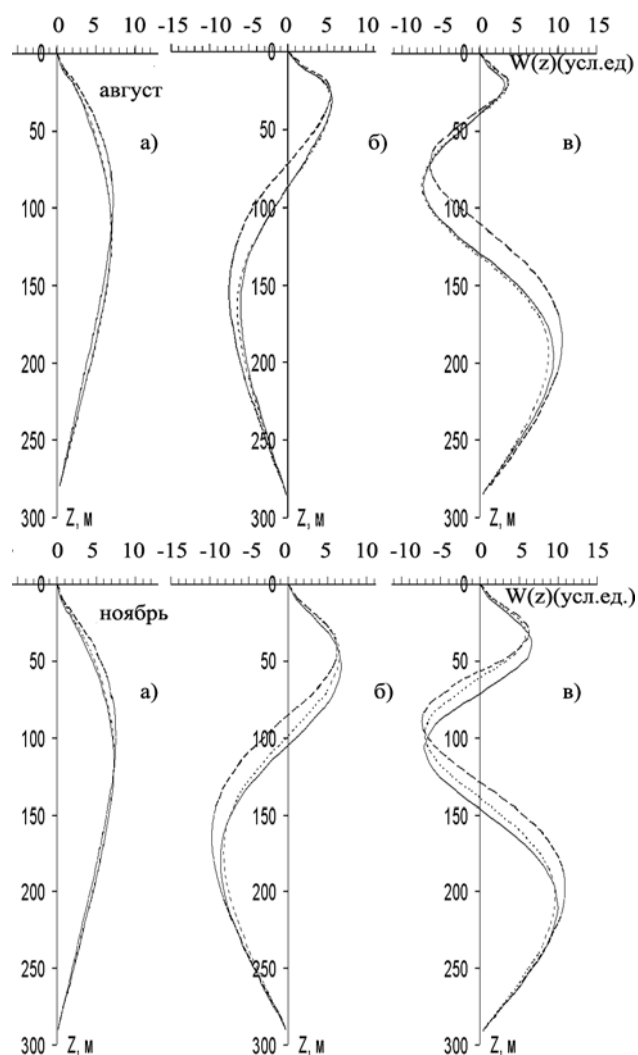


Рисунок 2.3.13. Распределения вертикальной составляющей скорости по глубине трех низших мод ($n = 1, 2, 3$) внутренних волн (а, б, в) для августа и ноября: юго-восточный (—), центральный (---), западный район (- - -).

Таким образом, выполненный анализ позволил получить новые данные и уточнить представления о пространственно-временной изменчивости частоты плавучести и распределения глубины залегания её максимума, сезонной изменчивости распределений вертикальной составляющей скорости по глубине и дисперсионных кривых трех низших мод внутренних волн.

Диапазон изменений максимума частоты плавучести (N_{max}) по глубине в сезонном пикноклине в течение года составляет для юго-восточного района $7,6 \div 21$ цикл/час с минимумом в апреле и максимумом в июле. В центральном районе диапазон изменений составляет $9,4 \div 22,6$ цикл/час с минимумом в январе

и максимумом в июле. В западном районе N_{max} в течение года изменяется от 7,2 цикл/час в апреле до 21,8 цикл/час в августе.

Величины N_{max} в главном пикноклине в 2-3 раза меньше, чем в сезонном. Диапазон изменений N_{max} в течение года составляет 7,5÷8,5 цикл/час для юго-восточного района. При этом минимальное значение соответствует июню, а максимальное – ноябрю. В центральном районе диапазон изменений N_{max} составляет 9,1÷9,6 цикл/час с минимумом в августе и максимумом в декабре. В западном районе минимальное значение N_{max} имеет место в мае (7,1 цикл/час), а максимальное (8,7 цикл/час) в декабре.

В юго-восточном районе Черного моря глубина залегания N_{max} в основном пикноклине равняется 130-140 м в период с февраля по май и 80-90 м для остального времени года. Для центрального района средняя глубина залегания N_{max} составляет 60-70 м, для западного района – 80 м.

Совместный анализ полей температуры поверхности моря и глубины залегания основного пикноклина обнаруживает согласованность их изменчивости. Области максимумов температуры воды на морской поверхности соответствуют зонам приподнятого положения пикноклина, а зоны минимумов температуры поверхностной воды соответствуют районам заглубления пикноклина.

Пространственно-временная изменчивость распределения плотности по глубине влияет на фазовые характеристики и вертикальную структуру внутренних волн. Наибольшие значения длин волн низших мод для всех районов Черного моря отмечены летом и в начале осени (с максимумом в августе и сентябре), что соответствует наименьшим глубинам расположения экстремумов вертикальной составляющей скорости во внутритроговом ходе. Амплитуда внутренних волн достигает максимальных значений на глубинах 100-225 м и 95-195 м для зимнего и летнего периодов соответственно. Приподнятое положение основного пикноклина в центральном районе моря заметно смещает вверх положение максимума вертикальной составляющей скорости, что наиболее выражено в летний период.

Список литературы

1. Альтман Э.Н., Букатов А.Е., Пухтяр Л.Д., Черкесов Л.В. Влияние речного стока на внутренние волны // Вопросы гидрологии морей: Тр. ГОИН. – 1986. – №168. – С. 26 - 31.
2. Блатов А.С., Булгаков Н.П., Иванов В.А, Косарев А.Н, Тужилкин В.С. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 238 с.
3. Блатов А.С., Иванов В.А. Гидрология и гидродинамика шельфовой зоны Черного моря. – Киев: Наук. Думка, 1992. – 243 с.
4. Богуславский С.Г., Ефимов В.В., Черкесов Л.В. и др. Комплексные океанографические исследования Черного моря. – Киев: Наук. Думка, 1980. – 240 с.
5. Букатов А.Е., Перов М.Г., Соловей Н.М. Свободные внутренние волны в глубоководной зоне Черного моря // Комплексные океанографические

- исследования Черного моря (гидрология, гидрофизика, гидрохимия): Сб. науч. тр. – Севастополь: МГИ АН УССР. – 1990. – С. 44 - 51.
6. *Букатов А.Е., Черкесов Л.В.* Волны в неоднородном море. – Киев: Наук. Думка, 1983. – 224 с.
 7. *Чекменева Н.И., Иванов В.А.* Гидрологические условия существования и оценка параметров внутренних волн в Черном море // *Динамика вод и продуктивность планктона Черного моря.* – М.: ИО АН СССР.–1988. – С. 67 - 89.
 8. *Белокопытов В.Н.* Сезонная изменчивость термохалинной и гидролого-акустической структуры вод Черного моря // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа: Сб. науч. трудов.* – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика.– 2003.– вып. 8. – С. 12 - 22.
 9. *Букатов А.Е., Бабий М.В, Белокопытов В.Н., Моисеева Е.А.* Изменчивость пространственного распределения частоты плавучести и характеристик внутренних волн в Черном море // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа: Сб. науч. трудов.* – Севастополь: МГИ НАНУ.– 2009.– вып. 18. – С. 130 - 140.
 10. *Reiniger R.F., Ross C.K.* A method of interpolation with application to oceanographic data. // *Deep-Sea Res.* – 1968. – № 2. – P. 185 - 193.
 11. *Белокопытов В.Н.* Термохалинная и гидролого-акустическая структура Черного моря / Диссертация на соискание ученой степени кандидата географических наук // *Рукопись.* – Севастополь, 2004. – 142 с.
 12. *Брукс М.И., Краузерс Н.* Применение статистических методов в метеорологии. – Л., Гидрометиздат, 1963. – 415 с.
 13. Атлас температуры поверхности Черного моря по спутниковым данным 1986–2002 гг. // *Бабий М.В., Букатов А.Е., Станичный С.В.* – Севастополь: МГИ НАНУ, 2005. – 265 с.
 14. *Артамонов Ю.В., Бабий М.В., Скрипалева Е.А.* Сезонная изменчивость температурных фронтов на поверхности Черного моря по спутниковым данным. // *Системы контроля окружающей среды.* – Севастополь: МГИ НАНУ. 2005. – С. 234 – 236.
 15. *Миропольский Ю.З.* Динамика внутренних гравитационных волн в океане. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 302 с.
 16. *Гриценко В.А., Красицкий В.П.* Об одном способе расчёта дисперсионных соотношений и собственных функций внутренних волн в океане по данным натурных измерений // *Океанология.* – 1982. – т. 22, вып. 4. – С. 546 - 549.

2.4. СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПРОЗРАЧНОСТИ В ВЕРХНЕМ СЛОЕ ГЛУБОКОВОДНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

Известно, что прозрачность воды в верхнем слое (0 – 200м) в глубоководных районах моря в основном определяется содержанием в ней взвешенного и растворенного веществ, распределение которых, в свою очередь, зависит от различных гидрофизических, химических и биологических процессов. На формирование оптической структуры вод в глубоководной части Черного моря оказывает влияние слабый водообмен между глубинными и поверхностными слоями, наличие холодного промежуточного слоя, сероводородной зоны и устойчивой циклонической системы течений.

Важным фактором, влияющим на распределение содержания взвешенного вещества, является динамика вод. Это проявляется как в перемещении частиц взвеси по горизонтали и вертикали, так и в увеличении содержания биогенных элементов в верхнем слое моря в областях подъема вод. Последнее часто наблюдается в центральных областях циклонических круговоротов и может способствовать более интенсивному продуцированию фитопланктона, от содержания которого зависит прозрачность воды. Образование детрита в результате отмирания клеток фитопланктона также влияет на ее прозрачность. Отличительной особенностью вертикальной структуры прозрачности вод в Черном море является наличие четырех достаточно стабильных оптических слоев с определенными гидрологическими, химическими и биологическими характеристиками [1, 2]. Некоторые особенности горизонтальных распределений оптических характеристик этих слоев в различных районах глубоководной части моря объяснялись влиянием на эти распределения циркуляции вод [3 – 5]. Сезонные изменения статистических оценок (среднего значения и среднего квадратического отклонения) характерных значений ПОС в западной и восточной частях моря и в некоторых динамических образованиях были описаны в работах [6 – 10].

Для анализа изменчивости распределений прозрачности были использованы данные многолетних (1978 – 1995 гг.) наблюдений показателя ослабления направленного света (ПОС) и гидрологических характеристик в глубоководной части Черного моря, полученные в Морском гидрофизическом институте НАН Украины. Всего было выполнено более 1600 оптических станций (весной – 414, летом – 365, осенью – 821) в 24 экспедиционных рейсах. Измерения ПОС (при десятичном основании логарифма и длине волны 420 нм) проводились до горизонта 300 м с помощью однотипных зондирующих прозрачномеров, созданных в отделе оптики МГИ [11, 12]. Гидрологические данные брались из банка данных МГИ.

Для описания специфических особенностей вертикального распределения ПОС в верхнем слое моря использовался набор минимального числа его характерных значений, учитывающий основные особенности его вертикального распределения и подробно описанный в работе [13]: 1) ε_{10} –

отсчет на глубине 10 м. На этой глубине в отличие от глубины 0 м значительно снижено влияние судна, разрушающего стратификацию ПОС, и влияние неизбежных загрязнений, попадающих в море с судна на станции; 2) ϵ_{\min} – отсчет минимального значения ПОС на его вертикальном профиле в слое повышенной прозрачности; 3) ϵ_{\max} – отсчет максимального значения ПОС в глубинном слое мутности; 4) $Z\epsilon_{\min}$ и $Z\epsilon_{\max}$ – глубины залегания ϵ_{\min} и ϵ_{\max} ; 5) $\epsilon_{\text{ср}}$ – среднее значение ПОС в слое от поверхности моря до глубины залегания ϵ_{\min} .

Для построения карт сезонных распределений характерных значений ПОС глубоководная часть моря была разбита на прямоугольники со сторонами, равными 40' по широте и 1° по долготе. Практически их форма приближалась к квадратам со стороной 40 миль. По данным измерений, выполненных в каждом сезоне в этих квадратах, вычислялись средние значения характерных значений ПОС, которые относились к центру квадрата, в котором они вычислялись. Эти центры, обозначенные на картах кружками, дают представление о пространственном расположении станций с данными, использованными для построения этих карт.

Многолетние наблюдения за прозрачностью черноморских вод, определяемой по измерениям глубины видимости белого диска, показали, что до середины 80-х годов XX в. оптическое состояние вод моря характеризовалось как квазистабильное. Резкое снижение прозрачности наблюдалось в конце 80-х – начале 90-х годов [14]. После 1992 г. прозрачность воды начала повышаться и в 1998 – 2002 гг. приблизилась к среднегодовым значениям, наблюдаемым во второй половине 80-х годов (перед ее резким снижением). Выделенные по измерениям глубины видимости белого диска периоды изменчивости прозрачности вод наблюдались и по результатам измерений ПОС в поверхностном (рис. 2.4.1) и глубинном слоях [6 – 8]. Период относительно стабильного оптического состояния вод моря, обозначенный как период 1, по нашим наблюдениям закончился в 1989 г. В период 2 (1990 - 1993 гг.) был отмечен заметный рост ПОС. Это соответствует снижению прозрачности, так как значения глубины видимости белого диска и ПОС связаны обратно-пропорциональной зависимостью. Результаты измерений в декабре 1994 г. и в апреле 1995 г. свидетельствовали о наметившейся тенденции к повышению прозрачности вод.

Пространственное распределение. На рисунках 2.4.2–2.4.4 представлены карты распределений характерных значений ПОС для весеннего, летнего и осеннего сезонов в оба периода наблюдений. Сведение о рассчитанных по всему морю сезонных статистических оценках ПОС (среднее значение, среднее квадратическое отклонение) в эти периоды приведены в таблице 2.4.1.

Анализ табличных данных показал, что в период 1 сезонные изменения ПОС проявились в основном в поверхностном слое. Пониженная прозрачность в этом слое наблюдалась весной. К концу года она повышалась (ПОС уменьшался). В глубинных слоях (ϵ_{\min} , ϵ_{\max}) такой характер сезонных изменений сохранился, но летом и осенью их величины отличались незначительно. Также незначительно изменялись глубины залегания ϵ_{\min} (от (104 ± 26) до (109 ± 31) м)

и $\epsilon_{\text{макс}}$ (от (124 ± 25) до (128 ± 30) м). Межгодовые изменения ПОС заметно проявлялись и в поверхностном и в глубинном слоях [4, 5]. Так, летом в период 1 $\epsilon_{\text{макс}}$ изменялось в пределах $0,08 - 0,17 \text{ м}^{-1}$, $\epsilon_{\text{мин}} - 0,05 - 0,11 \text{ м}^{-1}$. Осенью пределы изменения $\epsilon_{\text{макс}}$ равнялись $0,05 - 0,16 \text{ м}^{-1}$, а $\epsilon_{\text{мин}} - 0,03 - 0,09 \text{ м}^{-1}$.

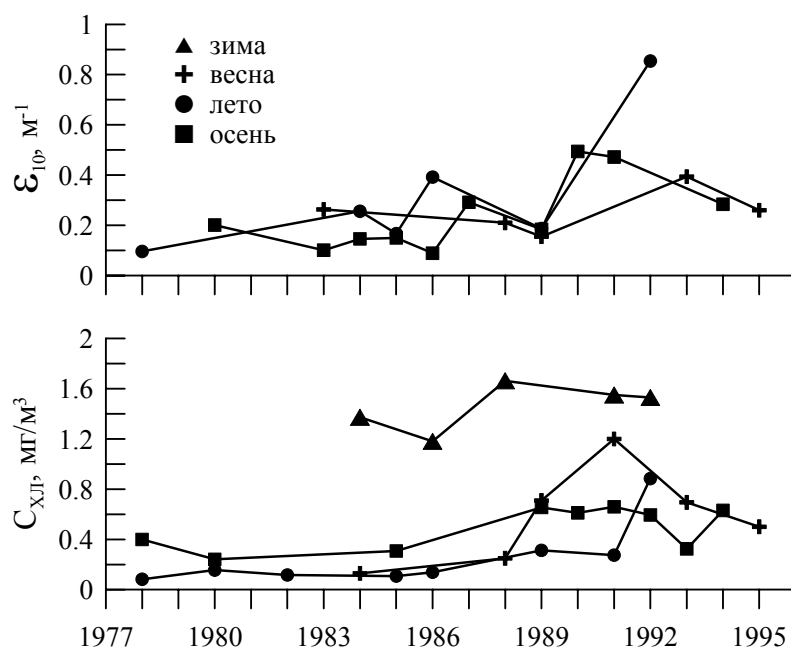
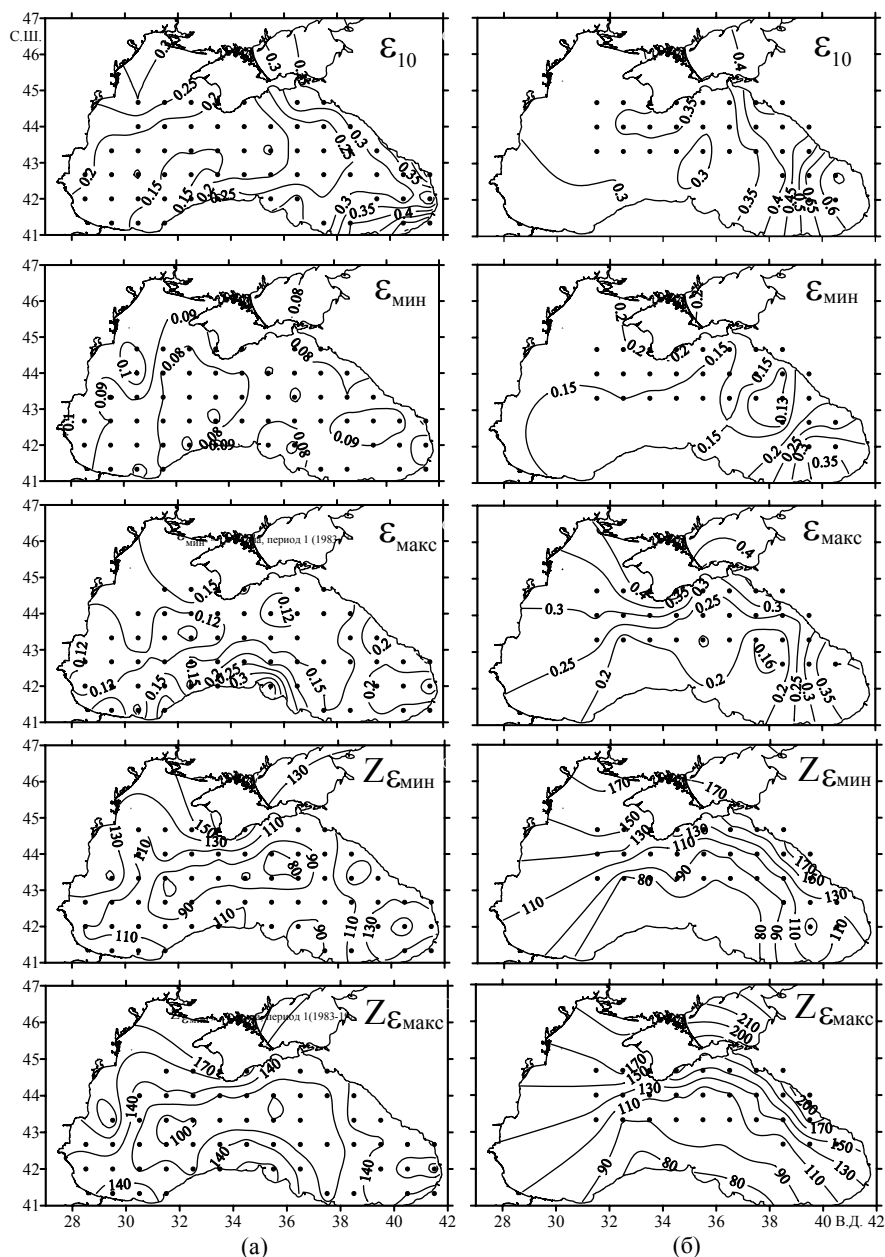


Рисунок. 2.4.1. Сезонные межгодовые изменения ПОС и концентрации хлорофилла «а» в поверхностном слое западной части Черного моря.

В период 2, совпавший с широким распространением в море гребневика-вселенца *Mnemiopsis leidyi*, наблюдались повышенные по сравнению с периодом 1 концентрации хлорофилла «а». Это свидетельствовало об интенсивном развитии фитопланктона (особенно его мелкоразмерных видов [14, 15]), что привело к заметному понижению прозрачности (рис. 2.4.2 – 2.4.4, табл. 2.4.1). Так, в поверхностном слое ПОС увеличился весной в 1,5 раза, летом и осенью в 3 и более раз, в глубинном слое в эти сезоны – примерно в 1,5 раза. Минимальная прозрачность в поверхностном слое наблюдалась летом 1992 ($\epsilon_{10} = 0,6 - 1,1 \text{ м}^{-1}$). Весной и осенью величины ПОС были близки ($\epsilon_{10} = 0,35 - 0,6 \text{ м}^{-1}$). В глубинных слоях характер сезонных изменений ПОС примерно такой же, как в период 1. В то же время положение глубин их залегания изменилось. Весной они находились глубже, чем в период 1, а осенью – ближе к поверхности моря.

Анализ карт с распределением значений ПОС показал, что в оба периода наблюдений общим являлась близость расположения отдельных областей пониженных и повышенных значений ПОС и глубин залегания прозрачного и мутного слоев с положением некоторых известных динамических образований в море. Так, в работе [13] отмечалось, что области с минимальными значениями

этих характеристик в центральных районах западной и восточной частей моря совпадали с циклоническими круговоротами (ЦК) в этих частях моря. Участки моря с повышенными их значениями, расположенными большей частью в южных районах моря, совпадали с зонами конвергенций и антициклонических круговоротов (АЦК). Отмеченные особенности в распределении прозрачности хорошо видны на рисунках 2.4.2 – 2.4.4.



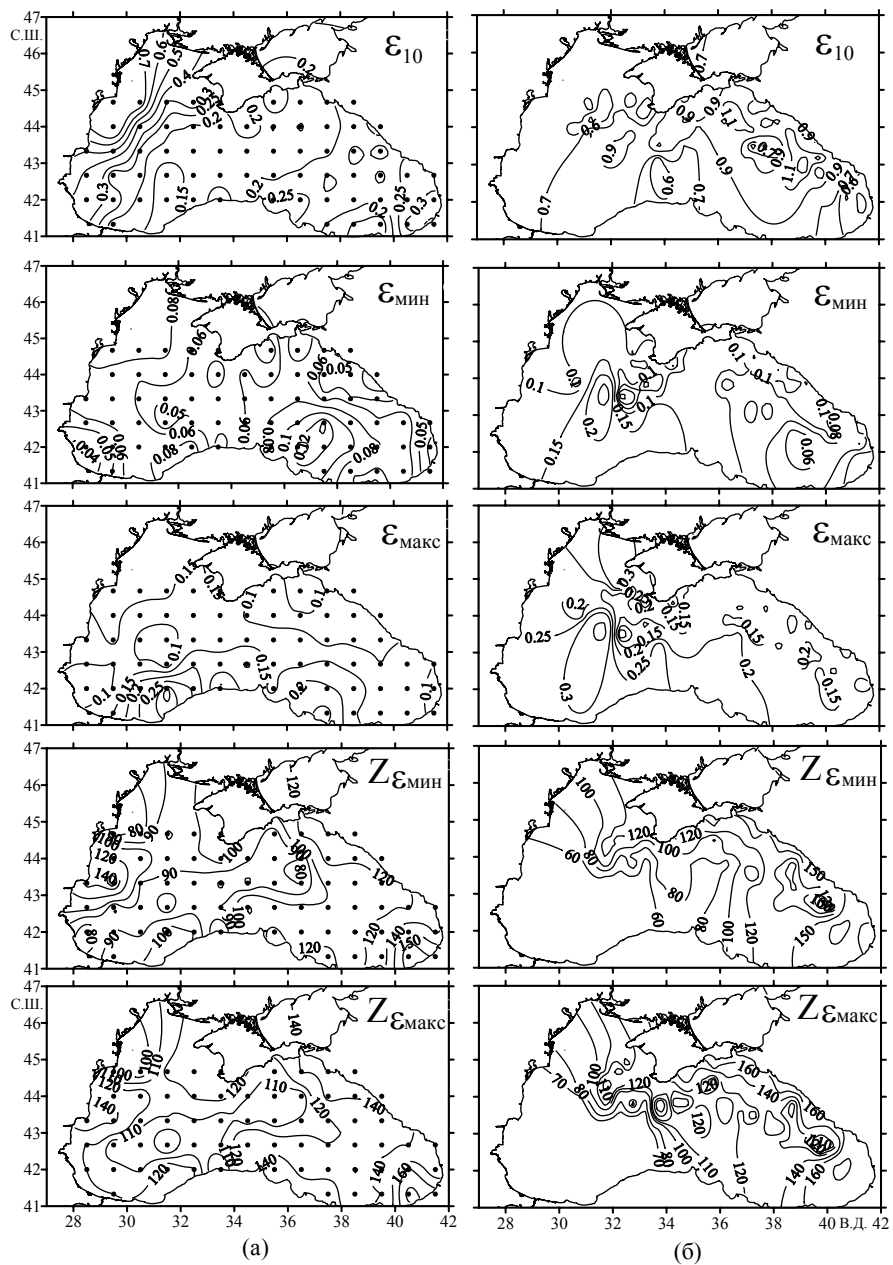


Рисунок 2.4.3. Распределение характерных значений ПОС в летний сезон в период 1 (1978 – 1989 гг.) – (а) и в июле 1992 г. – (б).

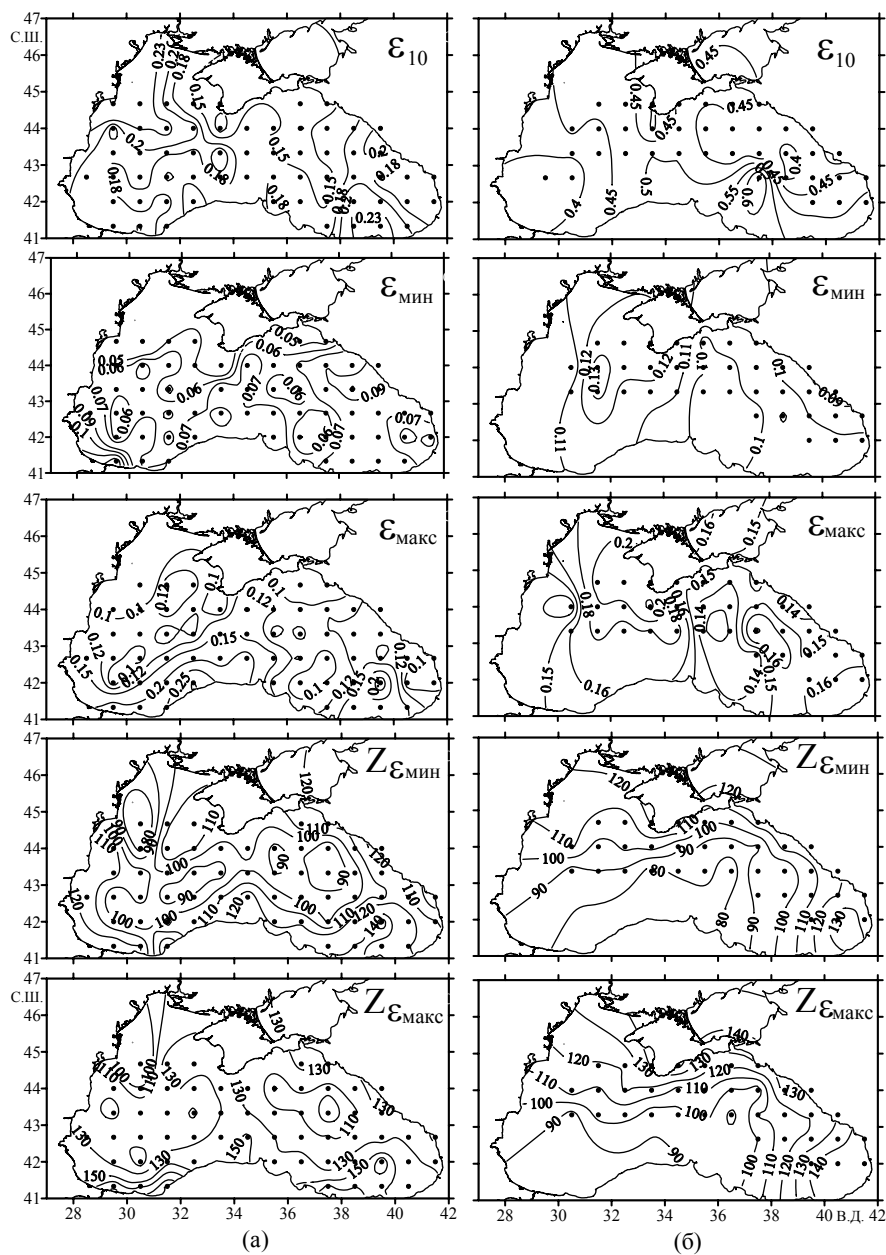


Рисунок 2.4.4. Распределение характерных значений ПОС в осенний сезон в период 1 (1980 – 1989 гг.) – (а) и период 2 (1990 – 1994 гг.) – (б).

Внутригодовая изменчивость. Проведенное сравнение значений ПОС, рассчитанных по всему морю, не совсем точно характеризует их изменчивость. Это связано, прежде всего, с различным расположением станций на акватории моря в отдельных рейсах относительно динамических образований (циклонических и антициклонических круговоротов, струйных течений и т.д.),

которые, как известно, влияют на вертикальное распределение содержания взвешенного вещества, а, следовательно, и на структуру поля прозрачности. Поэтому для каждого экспедиционного рейса были построены карты динамической топографии поверхности моря, на которых с использованием данных по вертикальной структуре гидрологических параметров были идентифицированы стационарные ЦК (западный и восточный) и квазистационарные АЦК («севастопольский», в юго-восточной части моря, вдоль Кавказского и Анатолийского побережий). По данным измерений на станциях, пространственно совпадающих с этими динамическими образованиями, были рассчитаны сезонные статистические оценки характерных значений ПОС.

Таблица 2.4.1. Сезонные изменения математического ожидания (M) и среднего квадратического отклонения (σ) характерных значений ПОС в период 1978 – 1989 (1) и 1990 – 1993 (2) гг.

Значение	Сезон	М		σ	
		1	2	1	2
ε_{10}, M^{-1}	Весна	0,24	0,40	0,08	0,07
	Лето	0,22	0,74	0,10	0,25
	Осень	0,15	0,43	0,05	0,07
ε_{cp}, M^{-1}	Весна	0,19	0,28	0,04	0,05
	Лето	0,16	0,30	0,06	0,08
	Осень	0,10	0,25	0,04	0,05
$\varepsilon_{мин}, M^{-1}$	Весна	0,09	0,18	0,02	0,06
	Лето	0,07	0,10	0,03	0,05
	Осень	0,07	0,11	0,03	0,03
$\varepsilon_{макс}, M^{-1}$	Весна	0,19	0,30	0,10	0,10
	Лето	0,13	0,18	0,07	0,08
	Осень	0,12	0,16	0,06	0,04
$Z_{эмин}, M$	Весна	109	128	31	40
	Лето	104	114	26	36
	Осень	106	92	24	23
$Z_{эмакс}, M$	Весна	128	145	30	43
	Лето	124	130	25	35
	Осень	124	112	22	21

В западном ЦК в период 1 (1978 – 1989 гг.) прозрачность в поверхностном слое в течение года изменялась незначительно (рис. 2.4.5). Повышенные значения ПОС наблюдались в мае, июле и ноябре. Низкая внутрисезонная изменчивость значений ПОС, в качестве оценки которой использован коэффициент вариации в процентах, была отмечена весной (6 – 15%), более высокая (11 – 47%) – летом и осенью. Во 2-м периоде (1990 – 1995 гг.) характер внутригодовых изменений ПОС изменился (рис. 2.4.5). Наиболее прозрачные поверхностные воды наблюдались весной, а летом (июль 1992 г.) была зафиксирована аномально низкая прозрачность. Так, ε_{10} в среднем увеличился весной в 2,4 раза, летом – в 5,3 раза и осенью – в 3,8 раз. В то же время внутрисезонная изменчивость была в среднем ниже (7 – 27%), чем в период 1.

В глубинных прозрачном ($\epsilon_{\text{мин}}$) и мутном ($\epsilon_{\text{макс}}$) оптических слоях прозрачность в оба периода в течение года изменялась незначительно. Ее внутрисезонная изменчивость, равная 6 – 24% весной и 14 – 43% летом и осенью, была близка к такой изменчивости в поверхностном слое. Во 2-м периоде эти глубинные значения ПОС были в 1,1 – 1,8 раз выше, чем в период 1. Также различались глубины залегания этих слоев. В период 1 от весны к концу года эти глубины увеличивались. Весной (в мае) глубины залегания прозрачного и мутного слоев имели значения (71 ± 4) и (87 ± 7) м, а поздней осенью (в ноябре) – (92 ± 23) и (116 ± 24) м соответственно. Их изменчивость в течение года была не высокой (5 – 15%). Во 2-м периоде характер сезонных изменений глубин залегания этих слоев изменился. Минимальное их заглубление ((66 ± 13) и (79 ± 15) м) наблюдалось в июле 1992 г. В среднем в течение года глубинные оптические слои находились на меньших глубинах, чем в 1-м периоде. Расстояние между слоями во 2-м периоде, весной в среднем равное 9 м, к концу года увеличилось до 11 м. В 1-м периоде это расстояние было большим и составляло 16 – 26 м.

В восточном ЦК абсолютные величины и характер внутригодовых изменений значений ПОС в поверхностном и глубинном слоях в оба периода незначительно отличались от аналогичных характеристик в западном ЦК (рис. 2.4.6). Весной ϵ_{10} и его изменчивость несколько выше, а в глубинном слое изменчивость $\epsilon_{\text{мин}}$ и $\epsilon_{\text{макс}}$ в среднем была ниже, чем в западном ЦК. Во 2-м периоде ПОС в поверхностном слое был заметно выше (прозрачность ниже), чем в период 1. Так, ϵ_{10} весной увеличился в среднем в 1,9 раз, летом – в 4,6 раз, осенью – в 3 раза. Его внутрисезонная изменчивость также повысилась и составляла 12–32%. В глубинном слое значения ПОС в этом периоде увеличились в 1,1 – 1,8 раз. Характер внутригодовых изменений глубин залегания этих слоев в обоих круговоротах в оба периода был одинаков (в период 1 эти глубины в течение года увеличивались, а в период 2 – уменьшались). В то же время в восточном ЦК эти слои были более заглублены. Расстояние между слоями в 1-м периоде во все сезоны не изменялось и равнялось в среднем 20 м, а во 2-м периоде оно увеличилось до 23 – 31 м.

В «севастопольском» АЦК в период 1 прозрачность в поверхностном слое летом была несколько ниже, чем весной и осенью, и заметно повысилась к концу года (рис. 2.4.7). Ее изменчивость во все сезоны была достаточно высокая (5 – 39%). Во 2-м периоде величина ПОС (ϵ_{10}) увеличилась (весной – в 1,7 раза, летом – в 2,3 раза, осенью – в 2 раза), а его внутрисезонная изменчивость уменьшилась (7 – 25%) по сравнению в периодом 1. В глубинном слое в период 1 прозрачность в течение года изменялась незначительно, а ее внутрисезонная изменчивость была несколько выше (2 – 46%), чем в поверхностном слое. Отметим только некоторое уменьшение $\epsilon_{\text{мин}}$ в июне и декабре.

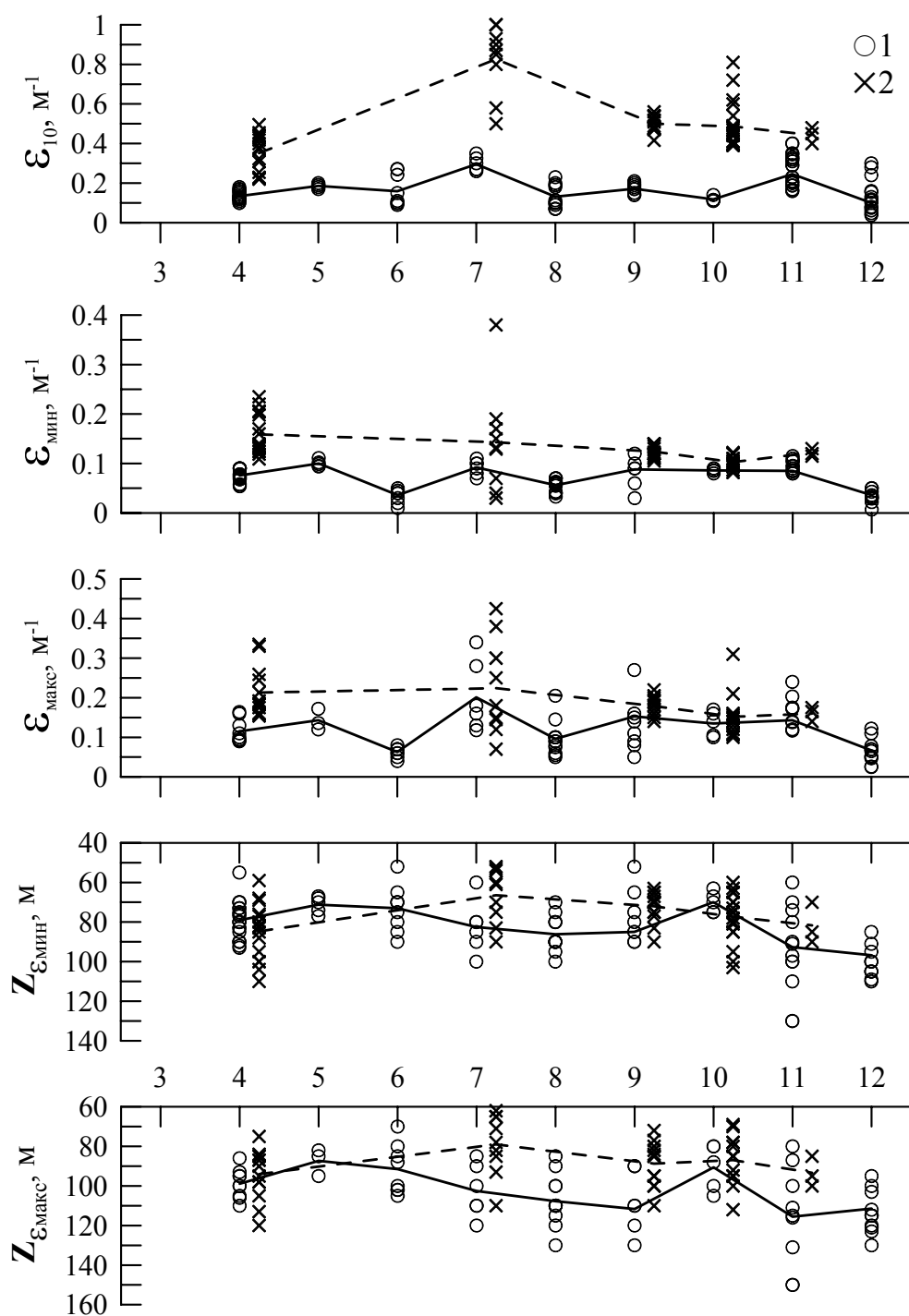


Рисунок 2.4.5. Изменение характерных значений ПОС в западном циклоническом круговороте с апреля по декабрь в период 1978 – 1989 (1) и 1990 – 1995 (2) гг. Сплошной и штриховой линиями соединены средние месячные значения.

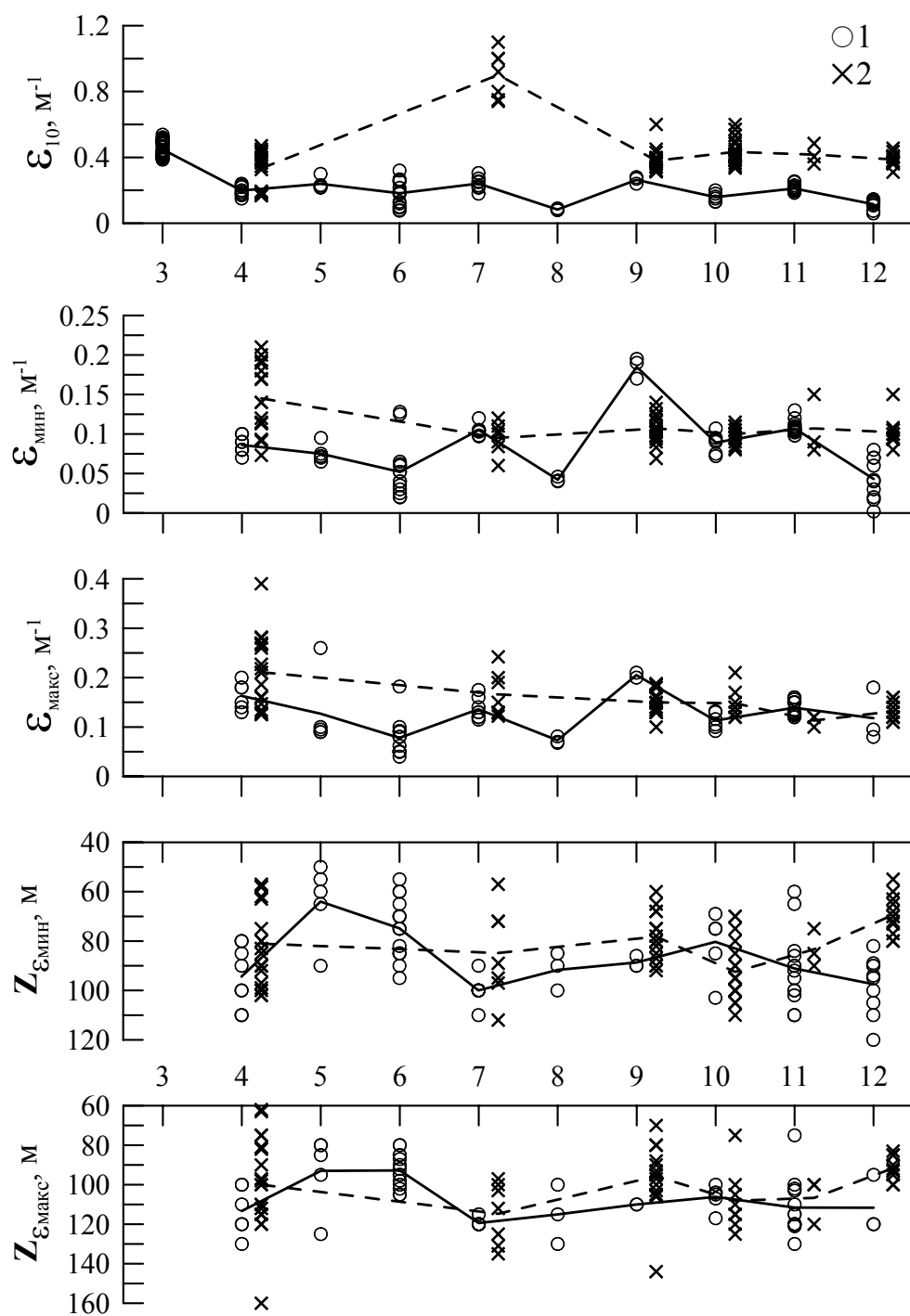


Рисунок 2.4.6. Изменение характерных значений ПОС в восточном циклоническом круговороте с апреля по декабрь в период 1978 – 1989 (1) и 1990 – 1995 (2) гг. Сплошной и штриховой линиями соединены средние месячные значения.

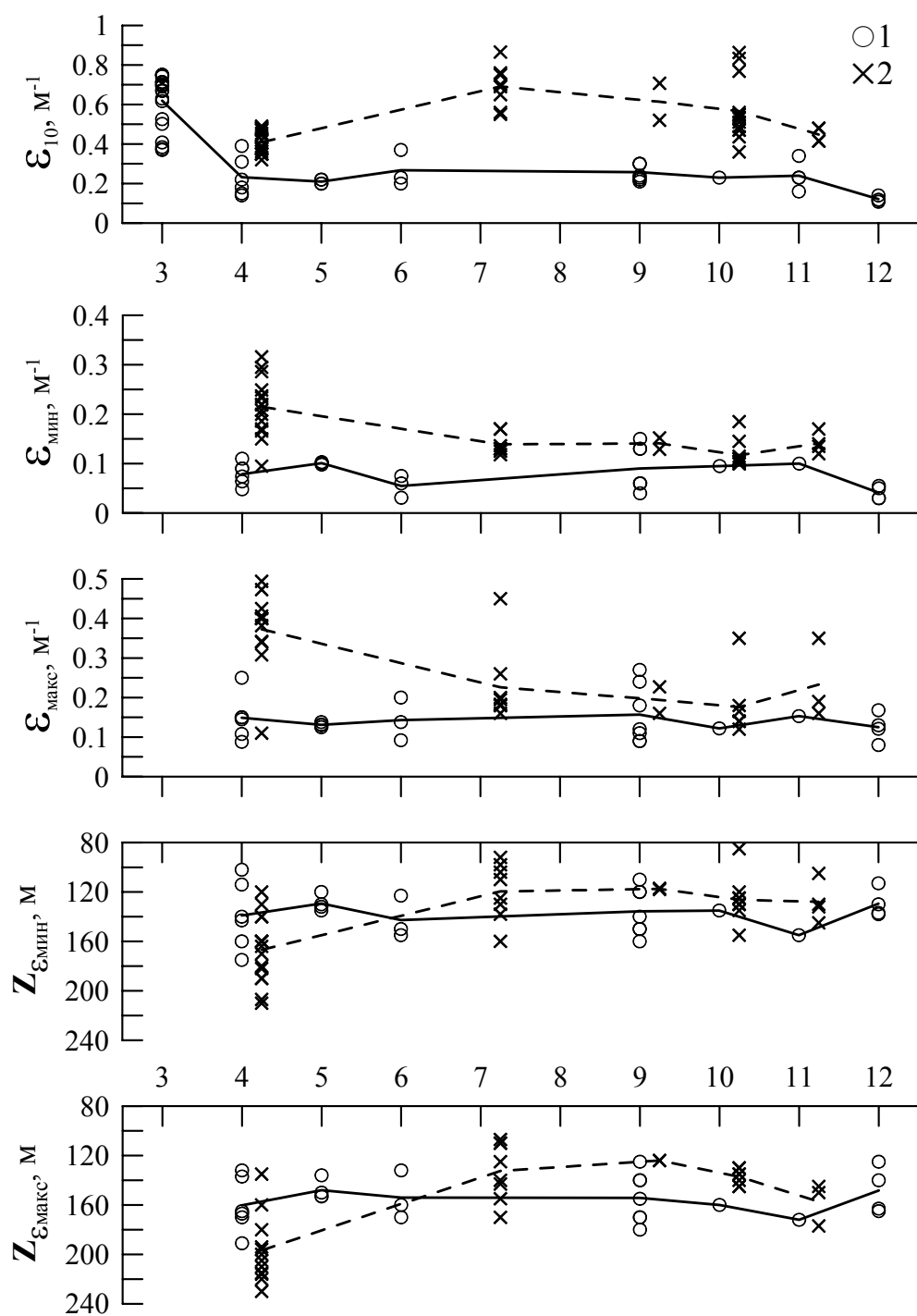


Рисунок 2.4.7. Изменение характерных значений ПОС в «севастопольском» антициклоническом круговороте с апреля по декабрь в период 1978 – 1989 (1) и 1990 – 1995 (2) гг. Сплошной и штриховой линиями соединены средние месячные значения.

Во 2-м периоде прозрачность вод в глубинном слое заметно понизилась (весной в 2,4 – 2,7 раз, летом и осенью в 1,7 – 2,1 раза), а ее внутрисезонная изменчивость в среднем сохранилась (9 – 41%). Средние значения глубин залегания этих слоев в 1-м периоде в течение года изменялись в пределах 129 – 143 м для прозрачного и 148 – 160 м для мутного слоев. Внутрисезонная их изменчивость была не высокой (5 – 18%). Во 2-м периоде глубина залегания слоев весной заметно увеличилась в среднем на 37 м, а летом и осенью уменьшилась на 24 и 12 м соответственно. Расстояние между слоями в оба периода весной было максимальным (20 – 30 м), а летом – минимальным (12 – 13 м). Осенью оно было несколько выше – 14 – 19 м.

В антициклоническом круговороте, расположенном в юго-восточной части моря, абсолютные величины ПОС в поверхностном и глубинном слоях и их внутрисезонная изменчивость несколько выше, чем в «севастопольском» АЦК, а характер сезонных изменений в этих круговоротах был одинаковым (ПОС уменьшался к концу года) [5]. Во 2-м периоде ПОС в поверхностном слое увеличился (летом – в 1,3 раза, осенью – в 2,1 раза), а его внутрисезонная изменчивость уменьшилась (6 – 17%) по сравнению с периодом 1, когда она была равна 27 – 48%. В глубинном слое во 2-м периоде прозрачность вод практически не изменилась. Значения ПОС ($\epsilon_{\text{мин}}$ и $\epsilon_{\text{макс}}$) были ниже, чем в «севастопольском» АЦК, а характер их сезонных изменений (увеличение ПОС к концу года) в обоих круговоротах был одинаковым. Глубины залегания прозрачного и мутного слоев и характер их сезонных изменений в 1-м периоде в обоих круговоротах были близки. Во 2-м периоде осенью, как и в «севастопольском» АЦК, глубины залегания слоев уменьшились. Летом, наоборот, эти глубины в среднем заметно увеличились (на 25 – 29 м). Расстояния между слоями в оба периода различались незначительно (летом – 10 – 14 м, осенью – 15 – 16 м).

Проведенный анализ показал, что изменения значений ПОС в циклонических и антициклонических круговоротах в отдельные месяцы проявлялись не всегда одинаково. Это связано с влиянием на формирование поля прозрачности в море различных природных факторов. В глубоководных его районах, удаленных от влияния обогащенных взвешенным веществом береговых стоков, прозрачность в поверхностном слое определяется главным образом количеством клеток фитопланктона и продуктов его деструкции (детрита). Повышенные значения ϵ_{10} весной, видимо, связаны с тем, что после зимнего «цветения» фитопланктона (рис. 2.4.1) количество его клеток из-за их деструкции уменьшалось, а количество частиц детрита, не успевших опуститься в глубинные слои, увеличивалось. Поэтому общее количество частиц взвеси было достаточно большим, что понижало прозрачность вод. Летом и осенью «цветение» фитопланктона наблюдается не регулярно. Поэтому наблюдаемое понижение прозрачности в отдельные месяцы, видимо, было связано с более интенсивным продуцированием фитопланктона. Во 2-м периоде, когда прозрачность во все сезоны заметно понизилась, обычный сезонный цикл развития фитопланктона был нарушен из-за массового появления мелкоразмерных пиропфитовых видов [14, 15].

Повышенные значения ПОС (ε_{10}) в антициклонических круговоротах по сравнению с циклоническими, возможно, связаны с условиями их образования. Квазистационарные АЦК, к которым относятся рассматриваемые круговороты, обычно возникают в районе между прибрежной зоной моря и струей Основного Черноморского течения при ее меандрировании. Поэтому в центральные области круговоротов могут попадать более мутные прибрежные воды.

Влияние динамики вод наиболее заметно проявилось при рассмотрении глубин залегания прозрачного и мутного слоев. Так, опускание вод в антициклонических и их подъем в циклонических круговоротах объясняет большее заглубление этих слоев в первых круговоротах по сравнению со вторыми. Аналогично в таких динамических образованиях расположена нижняя граница холодного промежуточного слоя (ХПС) и верхняя граница сероводородной зоны. Изменения глубин этих границ связаны с изменениями интенсивности циркуляции вод в таких динамических образованиях. Поэтому представляет определенный интерес изучение связи сезонных изменений этих параметров гидрологической структуры и глубин залегания оптических слоев.

При анализе внутригодовой изменчивости характерных значений ПОС было отмечено, что глубина залегания прозрачного слоя в циклонических круговоротах возрастала от весны к концу года. Аналогично в течение года изменяется глубина нижней границы ХПС (Z_H (8°C)) [16, 17]. Ее сезонные изменения связаны с фазами сезонных изменений ХПС. Интенсивное формирование аномально холодных вод в центральных зонах дивергенции происходит в зимние месяцы (декабрь – февраль). *Весной* (март – май) наблюдается активное изопикническое распространение этих вод из зон дивергенции (центральных областей стационарных ЦК) в виде ХПС. В мае нижняя граница ХПС в зонах дивергенции максимально поднимается к поверхности, а в прибрежных зонах конвергенции (в том числе и в ОЧТ) максимально заглубляется. *В летний сезон* (июнь – август), начиная с июня, когда адвекция аномально холодных вод заканчивается, наступает фаза «стагнации» и постепенной «деградации» ХПС. В этот период его нижняя граница в ЦК опускается вглубь и поднимается в зоне конвергенции. В сентябре – ноябре происходит наибольшая «деградация» ХПС. Положение его нижней границы изменяется незначительно.

Анализ внутрисезонных изменений глубины залегания прозрачного слоя и положения нижней границы ХПС в циклонических круговоротах в целом показал хорошее их соответствие, связанное с эволюцией ХПС. В то же время в ряде случаев наблюдались некоторые отклонения сезонных значений этих глубин в разные годы от средних сезонных значений [8, 18]. Такие отклонения могут быть связаны с зависимостью параметров сезонного хода ХПС (в частности нижней его границы) от температурного режима атмосферы в зимний период (суровости зимы). По данным наших измерений оценим изменения сезонного цикла от года к году глубины залегания прозрачного слоя и положения нижней границы ХПС (Z_H (8°C)) в зависимости от суровости зим в годы наблюдений [18]. На рисунках 2.4.8 и 2.4.9 представлены межгодовые сезонные изменения средних значений глубины залегания прозрачного слоя и нижней границы ХПС в различных динамических образованиях.

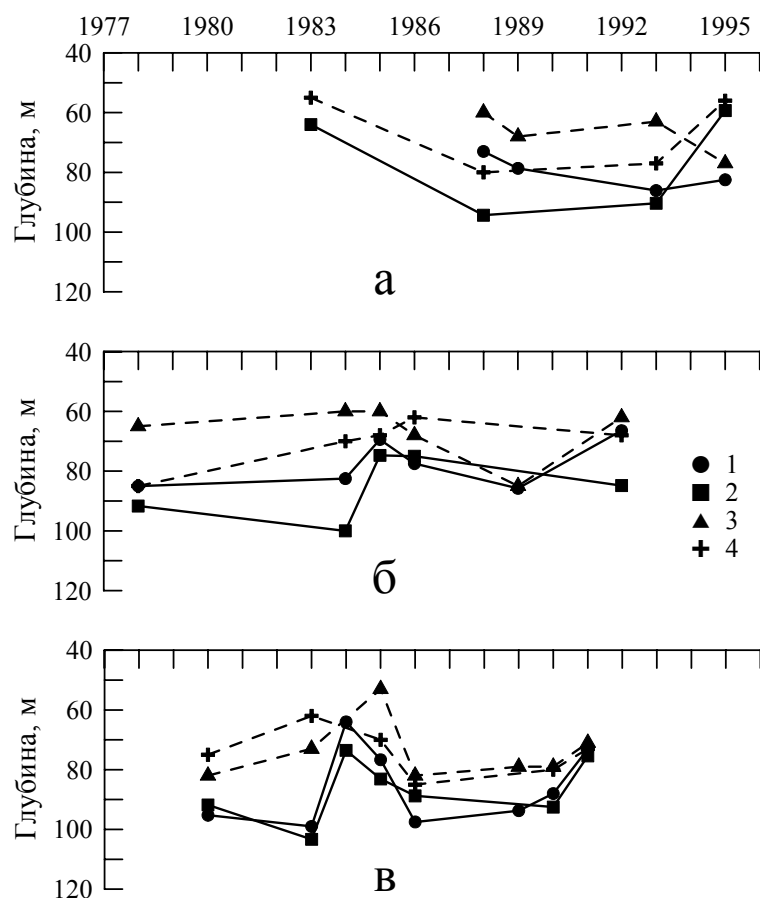


Рисунок 2.4.8. Межгодовые изменения глубины залегания ϵ_{\min} (1,2) и нижней границы ХПС (3,4) в западном (1,3) и восточном (2,4) циклонических круговоротах в весенний – а, летний – б и осенний – в сезоны.

В апреле 1993 г. (после холодной зимы) в АЦК «севастопольский» прозрачный слой (рис. 2.4.9) и нижняя граница ХПС находились на глубинах 170 и 162 м, а в ОЧТ – 131 и 124 м соответственно. Весной (апрель 1988 и 1995 гг.) после нормальной зимы эти слои наблюдались значительно ближе к поверхности моря ($Z_{\epsilon_{\min}}$ в АЦК определялся на глубинах 115 – 145 м, а в ОЧТ – 107 – 119 м, Z_H (8°C) в АЦК находился на глубинах 130 – 134 м, а в ОЧТ – 91 – 100 м). В то же время в циклонических круговоротах (рис. 2.4.8) такой зависимости глубины прозрачного слоя от суровости зимы не наблюдалось. Возможно, это связано с тем, что измерения проводились в первой половине апреля, когда процесс формирования ХПС еще не закончен. На это указывало и примерно одинаковое в эти годы (1988, 1993, 1995 гг.) положение нижней границы ХПС. Кроме того, отметим, что для расчета $Z_{\epsilon_{\min}}$ использовались данные станций, расположенных как в центральных областях ЦК, так и на их периферии.

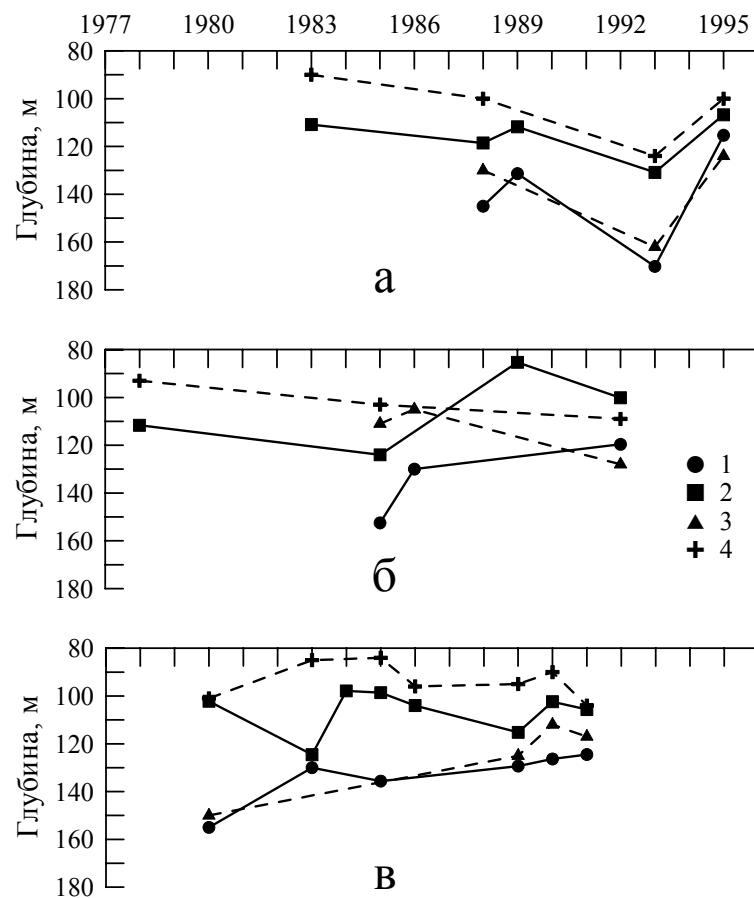


Рисунок 2.4.9. Межгодовые изменения глубины залегания ϵ_{\min} (1,2) и нижней границы ХПС (3,4) в «севастопольском» антициклоническом круговороте (1,3) и Основном Черноморском течении (2,4) циклонических круговоротах в весенний – а, летний – б и осенний – в сезоны.

В летний период также наблюдалась зависимость положения границ рассматриваемых слоев от суровости предшествующих зим. Так, летом 1985 и 1992 гг. (после холодной зимы) $Z_{\epsilon_{\min}}$ находился на глубинах 66 – 69 м в западном и 75 – 85 м в восточном ЦК (рис. 2.4.8), а Z_H (8°C) – на глубинах 60 – 62 и 62 – 68 м соответственно. После теплой зимы (1984 и 1986 гг.) глубина залегания прозрачного слоя в западном и восточном ЦК изменялась в пределах 78 – 83 и 75 – 100 м, а Z_H (8°C) – 60 – 68 и 65 – 70 м соответственно. В «севастопольском» АЦК после холодной зимы 1985 г. $Z_{\epsilon_{\min}} = 153$ м, а Z_H (8°C) = 111 м, а в ОЧТ эти глубины имели значения 124 и 103 м соответственно. После теплой зимы 1986 г. $Z_{\epsilon_{\min}} = 130$ м в АЦК и 124 м в ОЧТ, а Z_H (8°C) равнялось 105 и 103 м соответственно.

В осенний период в условиях наибольшей «деградации» ХПС отмеченные выше зависимости достаточно хорошо выполнялись в циклонических круговоротах (рис. 2.4.8) и «севастопольском» АЦК (рис. 2.4.9). Так, осенью 1985 г. (после холодной зимы) $Z_{\epsilon_{\min}}$ находился на глубине 77 м в

западном и 83 м в восточном ЦК, а Z_H (8°C) – на глубине 53 и 70 м соответственно. После теплой (1986 г.) и умеренно теплой зимы (1980, 1989 – 1991 гг.) глубина залегания прозрачного слоя в западном и восточном ЦК изменялась в пределах 74 – 98 и 75 – 102 м, а Z_H (8°C) – 71 – 82 и 75 – 85 м соответственно. В «севастопольском» АЦК после холодной зимы 1985 г. $Z_{\epsilon_{\min}}$ = 136 м, а Z_H (8°C) = 128 м. После умеренно теплых зим (1989 – 1991 гг.) $Z_{\epsilon_{\min}}$ изменялась в пределах 125 – 130 м, а Z_H (8°C) – от 112 до 125 м. В ОЧТ такие зависимости не выполнялись. Так, если после холодной зимы 1985 г. $Z_{\epsilon_{\min}}$ находилась на глубине (99 ± 16) м, то после теплой зимы 1983 и 1986 гг. эта глубина не уменьшилась (как это было в ЦК и АЦК), а увеличилась до 104 – 125 м. После нормальной зимы (1980, 1989 – 1991 гг.) она также не уменьшилась (102 – 115 м).

Рассмотренные внутригодовые и межгодовые изменения глубин прозрачного и мутного слоев говорят об их хорошем подобии, что свидетельствует об одинаковом влиянии циркуляции вод на глубинное положение этих слоев.

Список литературы

1. Комплексные океанографические исследования Черного моря. / Под ред. Б.А. Нелепо. – Киев: Наукова думка, 1980. – 240 с.
2. Маньковский В.И. Оптическая структура вод Черного моря и закономерности ее формирования // Гидрофизические и гидрохимические исследования Черного моря. – Севастополь: МГИ АН Украины. – 1992. – С.7 – 27.
3. Маньковский В.И., Соловьев М.В. Гидрооптические характеристики вод Черного моря в период 1922-1985 гг. (климатические карты) // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2003. – Вып. 8. – С.23 – 47.
4. Николаев В.П., Овчинников В.М., Осадчий А.С. Гидрооптические и гидрофизические исследования в северо-восточной части Черного моря // Океанология. – 1982. – 22, № 6. – С.28 – 36.
5. Николаев В.П., Левин И.М. Оптические характеристики вод Черного моря. Результаты гидрооптических измерений в 44-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» // Изменчивость экосистемы Черного моря. Естественные антропогенные факторы. М.: Наука, 1991. – С. 26 – 33.
6. Agafonov E.A., Belokoputov V.N., Kukushkin A.S., Prokhorenko Y.A., Chepyzhenko A.I. Optical structure of waters in the deep area of the Black Sea // Proceeding of the III International Conference «Current Problem in Optics of Natural Waters», (ONW'2005). – St. Petersburg, 2005. – P. 128 – 132.
7. Кукушкин А.С., Прохоренко Ю.А. Многолетняя изменчивость показателя ослабления направленного света в верхнем слое глубоководной части Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2007. – Вып. 15. – С. 177 – 185.

8. Кукушкин А.С., Прохоренко Ю.А. Изменчивость распределения прозрачности в верхнем слое пелагиали Черного моря // Оптика атмосферы и океана. – 2008. – 21, № 4. – С. 339 – 344.
9. Кукушкин А.С., Прохоренко Ю.А., Шугаев А.В. Прозрачность вод в прибрежных и глубоководных районах Черного моря // Физические проблемы экологии (экологическая физика). – М.: МАКС Пресс, 2009. – Т.16. – С. 195 – 208.
10. Кукушкин А.С., Белокопытов В.Н. Сезонная изменчивость распределения прозрачности в различных динамических образованиях в глубоководных районах Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009. – Вып. 18. – С. 319 – 332.
11. Ли М.Е. Логарифмический фотометр – прозрачномер для видимой и ближней ультрафиолетовой области спектра // Методика и аппаратура для гидрофизических исследований. Киев: Наукова думка, 1969. – Т. 41. – С. 180 – 188.
12. Крашенинников Б.Н., Ли М.Е. Автоколлимационный спектральный прозрачномер // Тезисы докладов конференции «Проблемы Черного моря». Севастополь: МГИ НАН УССР. – 1992. – С. 38 – 39.
13. Агафонов Е.А., Кукушкин А.С., Прохоренко Ю.А. Характерные значения вертикального распределения показателя ослабления света в верхнем слое глубоководной части Черного моря // Оптика атмосферы и океана. – 2002. – 15, № 4. – С. 306 – 309.
14. Маньковский В.И., Владимиров В.Л., Афонин Е.А. и др. Многолетняя изменчивость прозрачности в Черном море и факторы, обусловившие ее сильное снижение в конце 80-х – начале 90-х годов. – Севастополь, 1996. – 32 с. – (Препринт / НАН Украины, МГИ, ИНБЮМ).
15. Yilmaz A., Yunev O., Vedernikov V. et al. Unusual temporal in the spatial distribution of chlorophyll-a in the Black Sea during 1990-1996 // Ecosystem modeling as a management tool for the Black Sea. Ed. L.I. Ivanov and T. Oguz. Dordrecht: Kluwer, 1998. – V.1. – P. 105 – 120.
16. Блатов А.С., Булгаков Н.П., Иванов В.А., Косарев А.Н., Тужилкин В.С. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 238 с.
17. Титов В.Б. Сезонная и межгодовая изменчивость параметров холодного промежуточного слоя в Черном море // Метеорология и гидрология. – 2001. – № 12. – С. 50 – 58.
18. Титов В.Б. Влияние многолетней изменчивости климатических условий на гидрологическую структуру и межгодовое обновление холодного промежуточного слоя в Черном море // Океанология. – 2003. – 43, № 2. – С. 176 – 184.

2.5. ИССЛЕДОВАНИЕ РОЛИ АТМОСФЕРНЫХ АЭРОЗОЛЕЙ В ФОРМИРОВАНИИ ПОЛЕЙ ПРИРОДНОЙ И ТЕХНОГЕННОЙ РАДИОАКТИВНОСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

Экологическая устойчивость морской экосистемы подразумевает способность сохранять ею свои структурные и функциональные особенности под воздействием внешних факторов [1, 2, 3]. Экосистема Черного моря относится к категории систем, на которые на протяжении нескольких десятилетий оказывается все возрастающее антропогенное воздействие. Следствием этого явился изменение естественного состояния – одного из самых характерных свойств живых систем – в новое состояние, в котором в той или иной степени поддерживается баланс естественных и измененных человеком средообразующих компонентов и природных процессов, обеспечивающих длительное существование данной экосистемы [4]. Одним из таких компонентов являются радиоактивные элементы природного и техногенного происхождения (рис. 2.5.1), среди которых выделяются короткоживущие продукты распада ^{222}Rn (^{214}Pb и ^{214}Bi), космогенный радионуклид ^7Be и техногенный ^{137}Cs , источником которого является стратосферный резервуар продуктов испытаний ядерного оружия и авария на ЧАЭС (1986 г.).

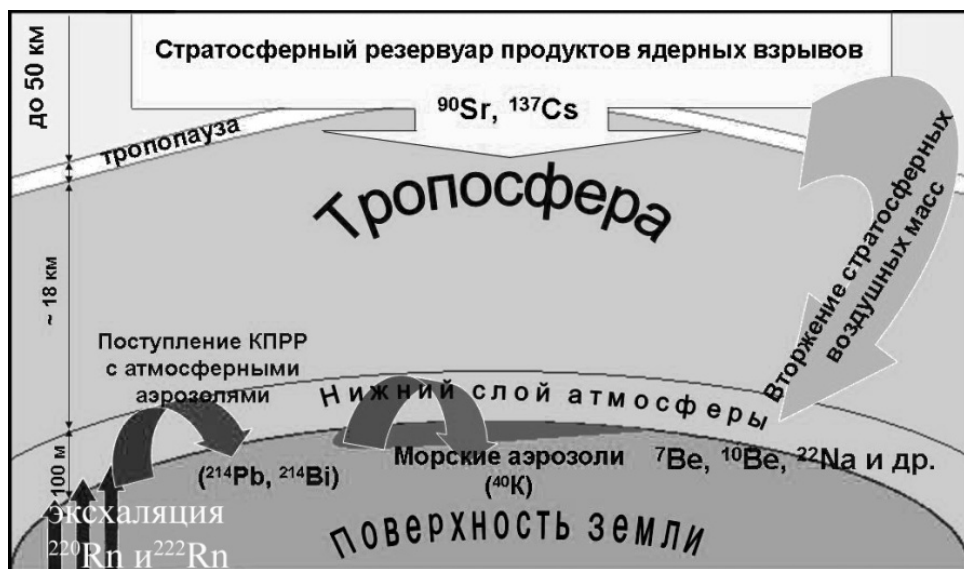


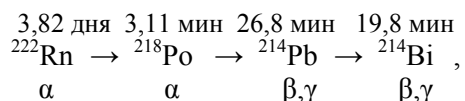
Рисунок 2.5.1. Поступление радионуклидов природного (^{214}Pb , ^{214}Bi), космогенного (^7Be) и техногенного (^{137}Cs) происхождения из атмосферы на подстилающую поверхность.

Из нескольких десятков радиоактивных изотопов естественного происхождения, содержащихся в атмосфере и водах океанов и морей, наибольший интерес представляют ^{222}Rn , его короткоживущие продукты распада (^{214}Pb , ^{214}Bi) и ^7Be . Эти изотопы имеют различные периоды полураспада

и различным путем поступают в атмосферу и воды океанов и морей, что позволяет использовать их в качестве трассеров для исследования динамических процессов. Изучению поведения этих изотопов уделяется значительное внимание в ряде регионов земного шара [5 – 7].

Короткопериодные продукты распада радона-222 в приземной атмосфере Севастопольского региона.

Основной вклад в естественную радиоактивность приземной атмосферы вносят ^{222}Rn и короткоживущие продукты его распада (КППР) [8]:



В этой цепочке лишь ^{222}Rn находится в газообразном состоянии, остальные радионуклиды связаны с аэрозольными частицами. Наибольший интерес по ряду причин представляют ^{214}Pb (RaB) и ^{214}Bi (RaC):

- это γ – излучающие изотопы и в основном они формируют поле гамма-излучения атмосферы [8];
- ^{214}Pb и ^{214}Bi играют определяющую роль в ионизации атмосферы, обусловленной излучением от радиоактивных изотопов [9];
- в значительной части опубликованных работ [10] полагают, что ^{222}Rn находится в атмосфере в равновесии с короткоживущими продуктами распада и, измеряя концентрацию одного из изотопов, что значительно проще, чем измерение самого ^{222}Rn , можно рассчитать его концентрацию;
- в ряде работ было установлено [6, 11], что в некоторых случаях имеют место значительные отклонения от равновесия между ^{214}Pb и ^{214}Bi и это обстоятельство необходимо учитывать при расчете концентрации ^{222}Rn по ^{214}Pb или ^{214}Bi ;
- в ряде работ предложено определение происхождения атмосферных аэрозолей по отношению концентраций ^{214}Pb и ^{214}Bi [12];
- эти изотопы широко используются для исследования различных атмосферных процессов и определения характеристик состояния атмосферы: определение границ внутритропической зоны конвергенции [13], определение концентрации радикала HO^\bullet в атмосфере [14], оценка состава аэрозолей [12], определение скорости обмена газами между океаном и атмосферой [15] и т.д.

Поведение этих изотопов носит региональный характер, т.е. метеопараметры и другие факторы могут оказывать существенное влияние на абсолютные концентрации, отношение концентраций, взаимодействие с аэрозольными частицами и т.д.

Аппаратура и методика измерений. Использовались две методики определения концентраций ^{214}Pb и ^{214}Bi в приземной атмосфере [17, 18]. Первая заключается в фильтрации воздуха через фильтр, подготовке фильтра с собранными аэрозолями к измерению, измерении отобранной пробы на гамма-спектрометре. Второй подход заключается в измерении радиоактивного излучения фильтра в процессе фильтрации (рис. 2.5.2) [5, 16]. Для определения

эффективности регистрации детектора необходимо знать абсолютные концентрации ^{214}Pb и ^{214}Bi в атмосферном воздухе, которые определяются с помощью первого комплекса.

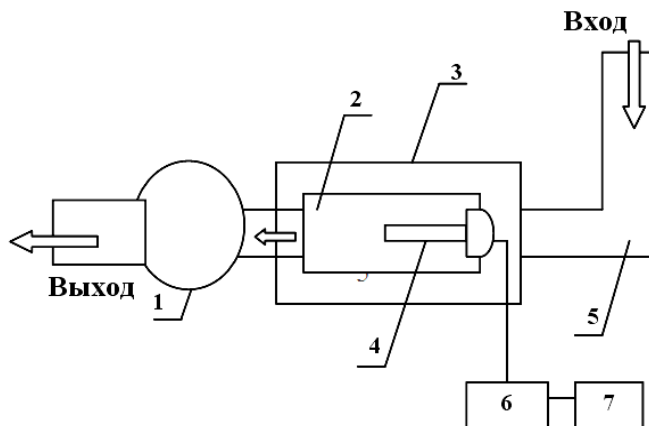


Рисунок 2.5.2. Комплекс аппаратуры для измерения концентрации радиоактивных изотопов в приземной атмосфере: 1 – электровентилятор; 2 – фильтр; 3 – герметичная коробка; 4 – сцинтилляционный датчик; 5 – воздухопровод; 6 – спектрометрическое устройство с платой сопряжения; 7 – ПЭВМ.

Забор воздуха для проведения анализа производится на высоте около 20 м над уровнем моря. Фильтрация воздуха осуществляется в течение 2 часов с 11.00 до 13.00 по местному времени. После снятия фильтра производится его прессование и измерение на низкофоновом гамма-спектрометре [18]. Активность ^{214}Pb определялась по линии 352 кэВ, а ^{214}Bi – по линии 609 кэВ. Расчёт концентрации изотопов проводился по формулам, которые приведены в работе [19].

Во всех используемых методиках полагается, что в течение всего времени отбора пробы имеет место постоянство концентрации этих изотопов в атмосфере. Авторами работы [20] были проведены теоретические выкладки, позволяющие оценить влияние изменчивости концентрации ^{222}Rn в приземной атмосфере в процессе фильтрации на результаты определения ^{218}Po , ^{214}Pb и ^{214}Bi . При постановке задачи полагалось, что концентрация ^{222}Rn в атмосфере изменяется по закону: $a_0 = a_0^0(1 + \alpha t)$. В этом случае изменения концентрации ^{218}Po , ^{214}Pb и ^{214}Bi в атмосфере описываются следующей системой уравнений (2.5.1):

$$\begin{aligned} \frac{da_1}{dt} + \lambda_1 a_1 &= \lambda_1 a_0 = \lambda_1 a_0^0 (1 + \alpha t), \\ \frac{da_2}{dt} + \lambda_2 a_2 &= \lambda_2 a_1, \\ \frac{da_3}{dt} + \lambda_3 a_3 &= \lambda_3 a_2, \end{aligned} \quad (2.5.1)$$

где a_0, a_1, a_2, a_3 – соответственно концентрации ^{222}Rn , ^{218}Po , ^{214}Pb и ^{214}Bi в атмосферном воздухе ($\text{Бк}\cdot\text{м}^{-3}$);

$\lambda_0, \lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ – постоянные распада этих изотопов (с^{-1});

α – параметр, характеризующий скорость изменения концентрации ^{222}Rn в атмосфере (с^{-1}).

В результате проведенных выкладок было показано, что при достаточно больших t изменения концентраций продуктов распада запаздывают относительно изменений концентраций радона и тем больше, чем дальше продукт распада в цепочке отстоит от ^{222}Rn .

Полученные формулы для линейного случая позволяют учитывать влияние изменений концентраций ^{222}Rn в воздухе на результаты измерений [19].

Измерение концентрации ^{214}Pb и ^{214}Bi . Измерения концентрации ^{214}Pb и ^{214}Bi в приземной атмосфере г. Севастополя проводились с января 2007 г. по март 2009 г. Всего было проведено 193 измерения [21, 22]. Временная изменчивость концентрации изотопов представлена на рисунке 2.5.3, гистограммы частот повторяемости значений приведены на рисунке 2.5.4, в таблице 2.5.1 даны статистические характеристики полученных величин.

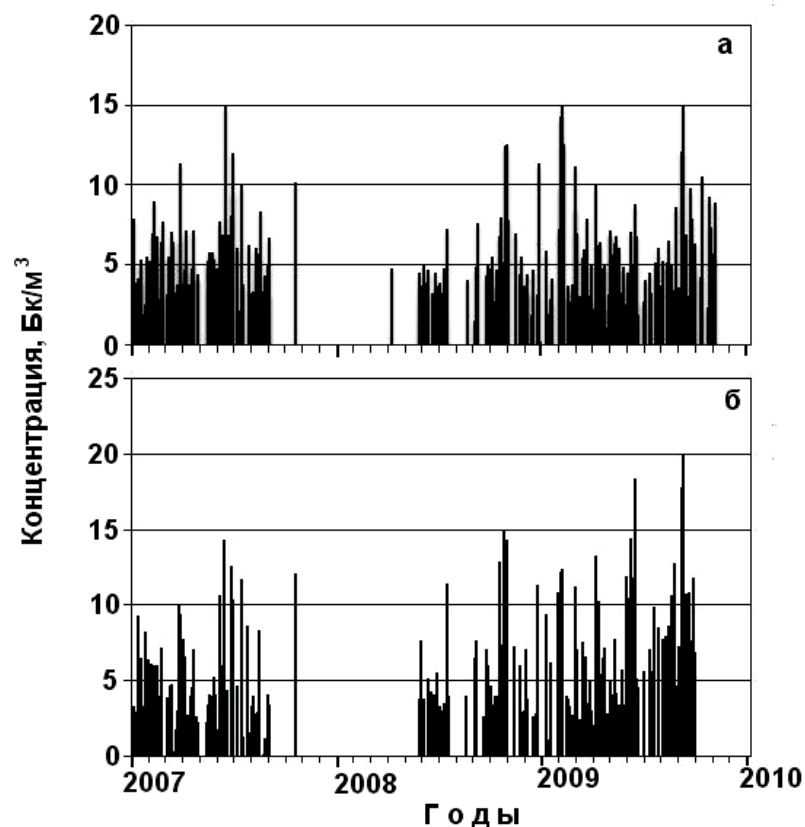


Рисунок 2.5.3. Значения концентрации ^{214}Pb (а) и ^{214}Bi (б) в пробах аэрозоля, отобранных в Севастополе.

Таблица 2.5.1. Статистические характеристики результатов определения концентрации ^{214}Pb и ^{214}Bi в приземной атмосфере г. Севастополя.

Параметры	^{214}Pb	^{214}Bi	$^{214}\text{Pb}/^{214}\text{Bi}$
Кол-во проб	193	193	193
w_{\max} , Бк/м ³	15,10	15,0	4,6
w_{\min} , Бк/м ³	0,10	0,42	0,04
w_{avr} , Бк/м ³	4,9	4,8	1,3
w_{med} , Бк/м ³	4,5	3,9	1,1
σ , Бк/м ³	2,67	3,17	0,73
μ_a	1,41	1,16	2,09
μ_e	2,65	0,87	5,27

По данным UNSCEAR 2000, которые были получены в результате обобщения большого количества опубликованных работ, концентрации этих изотопов изменяются от 0,02 до 100 Бк/м³ [23]. Сопоставление полученных результатов с опубликованными данными показало, что концентрации в приземной атмосфере г. Севастополя наиболее близки к величинам, полученным в Италии и Греции.

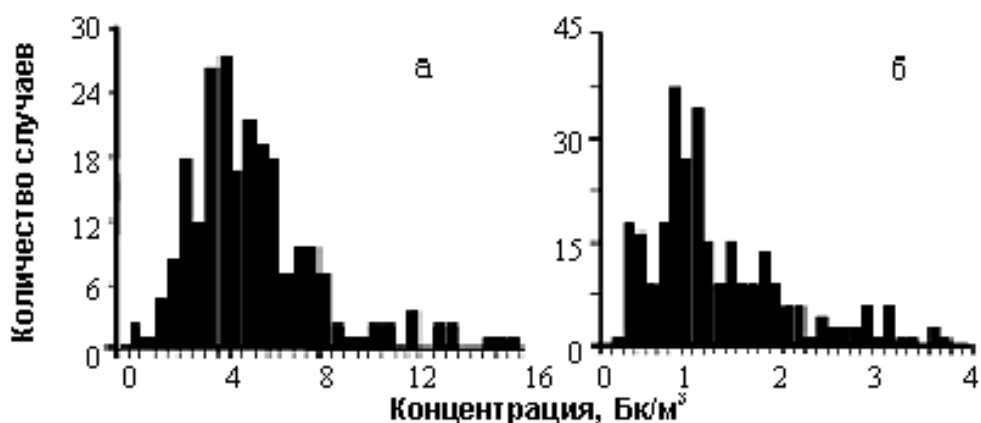


Рисунок 2.5.4. Диаграмма частот повторяемости значений концентрации ^{214}Pb (а) и ^{214}Bi (б) в приземной атмосфере г. Севастополя.

Значения величин w_{med} и w_{avr} (табл. 2.5.1) говорят о том, что распределения концентраций не являются нормальными. Величины коэффициентов эксцесса свидетельствуют о том, что распределения имеют правостороннюю асимметрию.

Сезонная изменчивость концентрации радионуклидов исследовалась в различных регионах Земли [5, 7, 23 – 25]. В значительной части работ сезонная изменчивость не имела чётко выраженной закономерности. В некоторых регионах [5] наблюдался минимум в летний и максимум концентрации в зимний период. Из данных наблюдений, проводимых в г. Севастополе (рис. 2.5.5), следует, что в течение года статистически значимых изменений концентрации

^{214}Pb и ^{214}Bi не наблюдалось. Можно лишь с несколько большей уверенностью говорить о том, что максимальные концентрации приходятся на осенний период.

Многочисленными исследованиями установлено [6, 7, 12], что отношение активностей этих радионуклидов подвержено значительным колебаниям в зависимости от природы воздушной массы. В ряде измерений, проведенных на побережье океанов, обнаружен так называемый аномальный сдвиг равновесия между RaB и RaC , т.е. наблюдается превышение активности ^{214}Bi по отношению к ^{214}Pb . Эти результаты указывают на возможность использования отношения этих изотопов для характеристики воздушных масс и состава аэрозольных частиц. Отношение $^{214}\text{Pb}/^{214}\text{Bi} > 1$ характерно для аэрозолей континентального происхождения, а $^{214}\text{Pb}/^{214}\text{Bi} < 1$ – морского. Из полученных данных в г. Севастополе следует, что большая часть отношений превышает единицу, т.е. аэрозоли имеют в основном континентальное происхождение (рис. 2.5.6).

Внутригодовая изменчивость среднемесячных значений отношения $^{214}\text{Pb}/^{214}\text{Bi}$ (рис. 2.5.7) свидетельствует о том, что в зимне-весенний период атмосферные аэрозоли преимущественно имеют континентальное происхождение, а в летне-зимний – смешанное: как континентальное, так и морское.

Влияние метеопараметров на концентрацию ^{214}Pb и ^{214}Bi . С одной стороны, концентрация ^{222}Rn в приземном слое атмосферы в наибольшей степени зависит от двух параметров – скорости эксхалляции ^{222}Rn и скорости вертикального турбулентного обмена. Теоретически эксхалляция имеет обратную зависимость от давления. Практически же такой однозначной связи не существует [11, 25].

С другой стороны, с ростом температуры некоторые почвы интенсивно высыхают, при этом в их капиллярах улучшаются условия для эксхалляции ^{222}Rn , а, следовательно, повышается концентрация продуктов распада в приземной атмосфере. По нашим данным [21, 22] такой зависимости не наблюдается.

Еще одним фактором, который может оказывать влияние на концентрации рассматриваемых радионуклидов, является относительная влажность. В большинстве работ наблюдалась прямая пропорциональная зависимость между концентрацией и влажностью [21]. С увеличением влажности уменьшается вертикальный обмен воздушных масс, а это приводит к повышению концентрации ^{222}Rn у земной поверхности. Наши измерения не показали зависимости концентрации ^{214}Pb и ^{214}Bi от влажности приземного слоя воздуха [22].

И, наконец, последний метеопараметр, который может оказывать влияние на концентрацию, это ветер. Рост скорости ветра приводит к увеличению вертикального обмена, а, следовательно, к уменьшению содержания ^{222}Rn . Направление ветра может изменять концентрацию. Воздушные массы, проходя районы с высоким содержанием ^{222}Rn , обогащаются им и приходят в исследуемый район с высоким содержанием ^{214}Pb и ^{214}Bi . Связь концентраций с ветром по нашим данным установить не удалось [21].

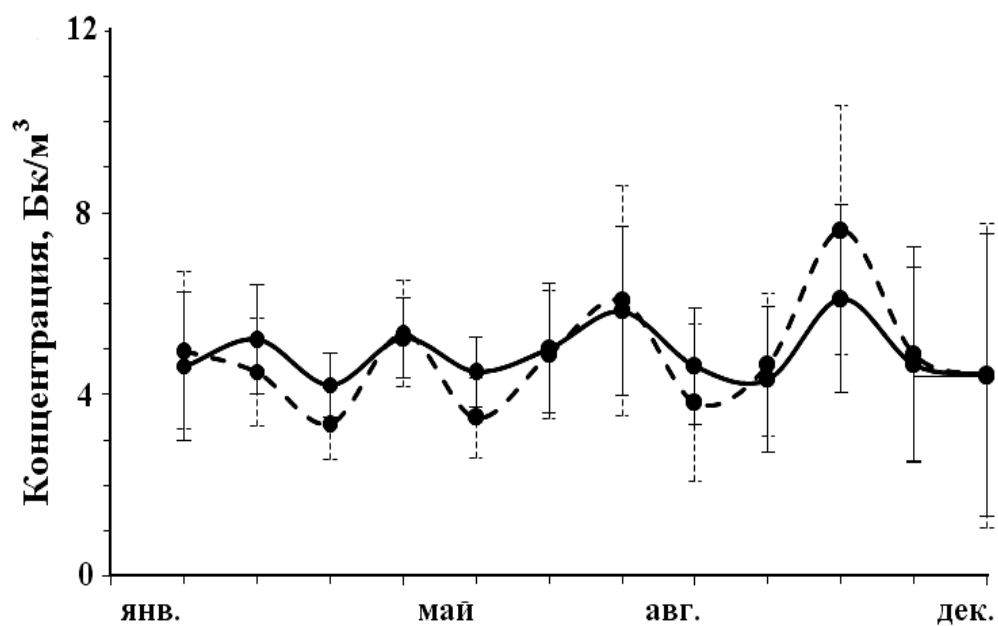


Рисунок 2.5.5. Внутригодовая изменчивость концентрации ^{214}Pb (сплошная линия) и ^{214}Bi (пунктир) за период наблюдений.

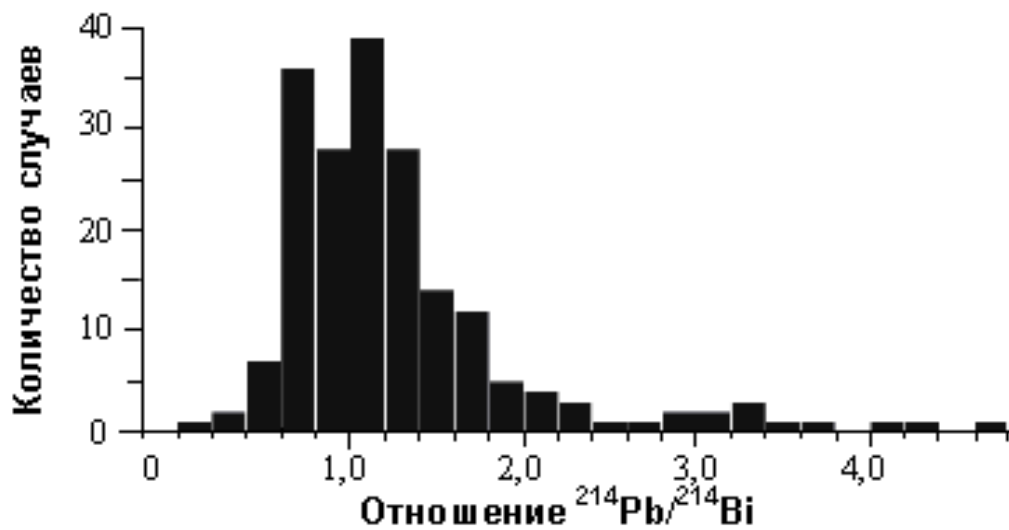


Рисунок 2.5.6. Диаграмма частот повторяемости значений отношения $^{214}\text{Pb}/^{214}\text{Bi}$.

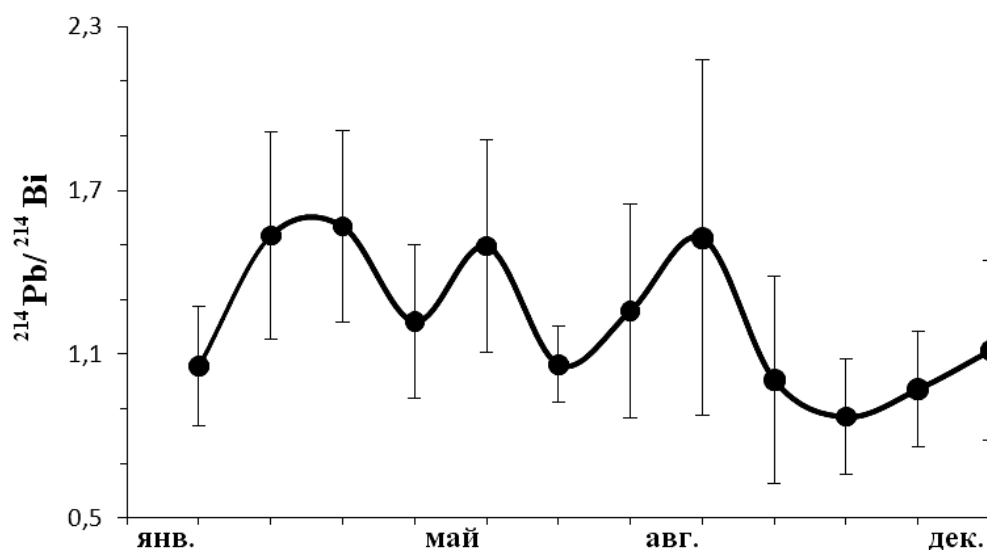


Рисунок 2.5.7. Сезонная изменчивость отношения $^{214}\text{Pb}/^{214}\text{Bi}$ в атмосферных аэрозолях г. Севастополя.

Оценка сухих выпадений короткоживущих продуктов распада ^{222}Rn на земную поверхность с помощью данных, полученных комплексом AERONET. Распределение радиоактивных изотопов по различным фракциям аэрозолей исследуется в течение многих лет [27]. Такие исследования представляют интерес по нескольким причинам. Одна из них заключается в том, что по распределению изотопа по фракциям аэрозолей можно оценить его поток с сухими выпадениями на земную поверхность. По мнению некоторых исследователей [25, 28] измеряемые величины далеко не всегда отражают реальные потоки.

Оценивать величины сухих выпадений можно по зависимости между количеством радиоактивных изотопов в почве и количеством выпавших осадков. Путем экстраполяции этой зависимости к нулевому количеству осадков можно получить величину сухих выпадений. Но такой метод трудно реализовать. В проводимых нами исследованиях для оценки потоков ^{214}Pb и ^{214}Bi использовали данные о содержании аэрозолей различных фракций в столбе воздуха, получаемые комплексом AERONET [29], установленном на мысе Хрустальный, Севастополь.

Диапазон радиусов измеряемых частиц аэрозолей – от 0,05 до 15 мкм. В этом диапазоне рассчитываются концентрации аэрозольных частиц для 22 фракций. На рисунке 2.5.8 приведено распределение аэрозолей по размерам для нескольких периодов отбора проб ^{214}Pb и ^{214}Bi .

В работе [30] показано, что большая часть естественных радиоактивных изотопов находится на аэрозолях размерами от 0,001 до 1 мкм и по спектру размеров частиц они распределены неравномерно. В этой же работе было получено, что на аэрозолях размером менее 0,04 мкм в зависимости от региона наблюдения находится не менее 84% естественной радиоактивности.

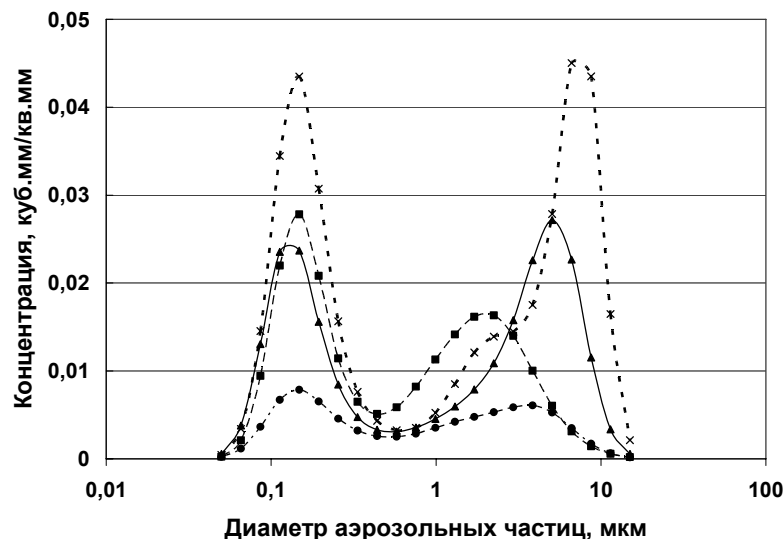


Рисунок 2.5.8. Распределение концентрации аэрозольных частиц по размерам по данным AERONET: 1 – 11 ч. 02 мин. 08.02.2007; 2 – 8 ч. 52 мин. 17.08.2007; 3 – 11 ч. 32 мин. 11.11.2008; 4 – 11 ч. 46 мин. 24.04.2009.

Учитывая результаты работы [30] и наши данные о корреляции между концентрацией ^{214}Pb и содержанием аэрозолей в каждой фракции, можно оценить концентрации ^{214}Pb для индивидуальных фракции аэрозолей.

По данным Газиева [31] скорость осаждения частиц естественных аэрозолей в дни без осадков в умеренных широтах можно представить следующим выражением:

$$V \approx 0,2 d^{0,9}, \quad (2.5.2)$$

где V – скорость осаждения в см/с;
 d – диаметр частиц в мкм.

Пользуясь этим выражением, мы рассчитали скорость осаждения частиц каждой фракции и таким образом оценили концентрации ^{214}Pb на каждой фракции и скорость осаждения частиц каждой фракции.

Показано, что интенсивность сухих выпадений можно выразить следующий зависимостью [26]:

$$I = 864 \cdot V \cdot q, \quad (2.5.3)$$

где I – поток в Бк/м²·сут;
 V – скорость осаждения в см/с;
 q – концентрация ^{214}Pb во фракции в Бк/м³.

Рассчитанный предложенным методом поток сухих выпадений ^{214}Pb в Севастопольском регионе в 2007 – 2009 гг. представлен на рисунке 2.5.9.

Поток изменялся от 1,85 Бк/м²·сут. до 1107,44 Бк/м²·сут. Среднее значение за три года составило 206,08 Бк/м²·сут. Из рисунка 2.5.9 следует, что изменчивость потока носит сезонный характер. Максимальные потоки сухих выпадений имеют место в летний период.

В настоящее время при исследованиях поведения короткоживущих продуктов распада ²²²Rn в атмосфере полагается, что удаление этих изотопов происходит только за счет распада, а ролью сухих и влажных выпадений обычно пренебрегают. Мы оценили поток из 10% от общего содержания на земную поверхность одного из этих изотопов (²¹⁴Pb) с сухими выпадениями. Эти оценки показали, что даже в этом случае потоки имеют достаточно высокие значения (1,85–1107,44 Бк/м²·сут.).

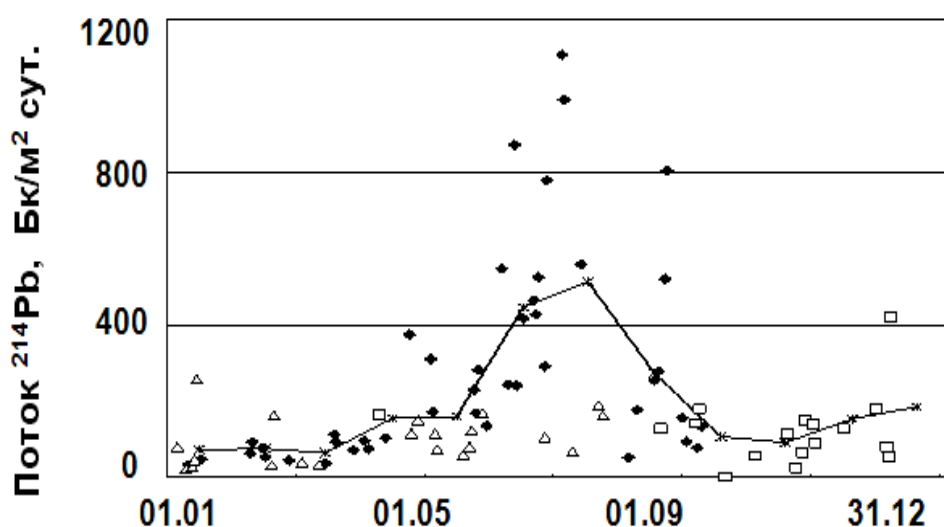
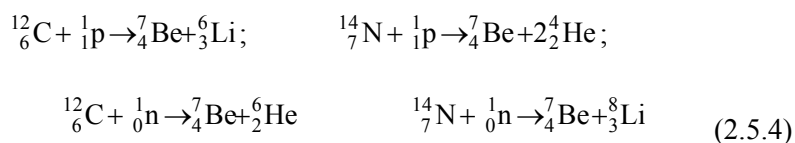
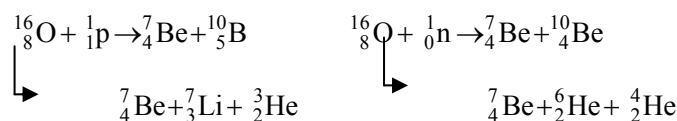


Рисунок 2.5.9. Временная изменчивость плотности сухих выпадений ²¹⁴Pb из атмосферы на земную поверхность в Севастопольском регионе
♦ – 2007 г.; □ – 2008 г.; Δ – 2009 г.; сплошная линия – среднеемесячное значение для периода наблюдений.

Атмосферный поток ⁷Be в прибрежной зоне Черного моря.

Бериллий-7 – это относительно короткоживущий ($T_{1/2} = 53,3$ дня) изотоп, распадающийся в результате К-захвата в стабильный ⁷Li с максимальной энергией 477 кэВ [32]. Природный радионуклид космогенного происхождения ⁷Be образуется в результате взаимодействия легких атмосферных ядер, таких как углерод ($Z=6$), азот ($Z=7$) и кислород ($Z=8$), с протонами и нейтронами – основными компонентами космических лучей по следующим реакциям (2.5.4) [33]:





Скорость образования ${}^7\text{Be}$ максимальна в верхних слоях стратосферы, здесь образуется приблизительно 70% радиоизотопа, но некоторые высокоэнергетические частички из потока космических лучей могут достигать и нижних слоев атмосферы. Скорость образования зависит не только от высоты, но и от широты и изменяется в соответствии с 11-ти летними циклами солнечной активности, которые модулируют поток космических лучей через магнитное поле Земли. Запас естественного радиоизотопа ${}^7\text{Be}$ в атмосфере оценивается величиной $1,8 \cdot 10^{17}$ Бк [34]. Оценки средней глобальной скорости образования ${}^7\text{Be}$ дают величину порядка 810 атомов/ $\text{м}^2 \cdot \text{с}$, а средняя концентрация в тропосфере составляет 12,5 мБк/ м^3 [27, 35].

Образуясь в стратосфере и верхних слоях тропосферы, атомарный ${}^7\text{Be}$ окисляется и быстро связывается с аэрозолями субмикронного размера. В такой форме он достаточно быстро удаляется из атмосферы при конденсации влаги в нижних слоях тропосферы. На земную поверхность ${}^7\text{Be}$ попадает в виде «мокрых» и «сухих» выпадений [36]. Роль сухих выпадений обычно существенно ниже для широт с умеренной влажностью [37].

${}^7\text{Be}$ представляет собой весьма удобный трассер для исследования динамических процессов в атмосфере и океане:

- достаточно полно изучены основные источники поступления ${}^7\text{Be}$ в воды Мирового океана [38];
- ${}^7\text{Be}$ имеет небольшой период полураспада, что определяет его использование при изучении мезомасштабных процессов;
- после образования быстро адсорбируется на атмосферных аэрозолях [27];
- существует градиент концентрации между нижней стратосферой и приземной атмосферой, а также между поверхностными и глубинными водами [27, 38];
- разработаны методики определения концентрации ${}^7\text{Be}$ в воздухе и морской воде [27, 34, 38, 39];
- существуют большие массивы надежных данных по концентрации ${}^7\text{Be}$ в приземной атмосфере, которые могут быть использованы для проверки различных гипотез [35].

Наиболее широкое применение в качестве трассера ${}^7\text{Be}$ получил при исследовании атмосферных процессов. Изучению поведения ${}^7\text{Be}$ в океане уделяется меньше внимания, хотя возможности использования этого изотопа в качестве трассера для изучения океанических процессов достаточно широки. Данные о концентрации ${}^7\text{Be}$ в гидросфере находят следующие применения:

- изучения физических процессов в морях и океанах [39];
- определения субдукции и истории перемешивания слоев водных масс [41];
- определение возраста донных отложений [42].

Большие различия в объемах исследований в атмосфере и океане обусловлено, в первую очередь, тем, что измерять концентрацию ^7Be в морской воде значительно сложнее, чем в атмосфере. По этой причине первостепенное значение приобретает задача построения и использования математических моделей для ^7Be в океане, позволяющей рассчитывать и прогнозировать поля концентрации ^7Be в Черном море. Для этого необходимо в качестве граничного условия задать поток на поверхность моря. Как известно, поступление ^7Be на поверхность Земли происходит в результате двух процессов: сухого оседания и вымывания осадками.

Средства и методы измерений. Для определения концентрации ^7Be в приземной атмосфере использовалась методика отбора проб, описанная выше [43, 44]. Активность ^7Be определяли по линии 477 кэв. Суммарная погрешность определения концентрации ^7Be в каждом измерении составляла 20%.

Концентрация ^7Be в приземной атмосфере. Измерения концентрации ^7Be в приземной атмосфере г. Севастополя проводились с января 2007 г. по декабрь 2009 г. Всего было проведено 192 измерения [43]. Временная изменчивость концентрации радионуклида представлена на рисунке 2.5.10. Аномально высокие значения концентрации ^7Be связаны со случаями вторжения стратосферных воздушных масс, идентифицируемых по методике, описанной в [45].

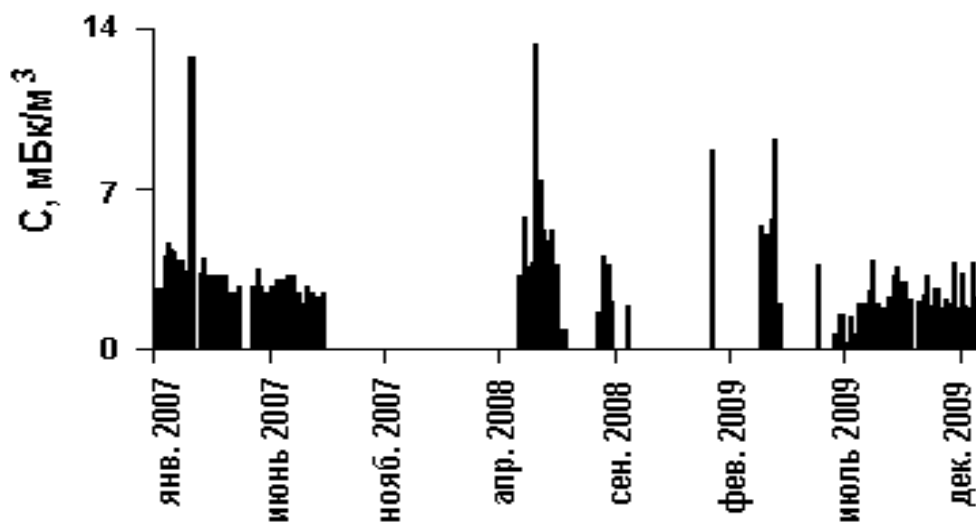


Рисунок 2.5.10. Измеренные значения концентрации ^7Be в пробах аэрозоля, отобранных в Севастополе.

В таблице 2.5.2 приведены основные статистические характеристики совокупности измерений концентрации ^7Be : количество проб, экстремальные (w_{\max} и w_{\min}) значения концентрации радионуклида, среднее значение w_{avr} , медиана w_{med} , мода w_m , среднеквадратичное отклонение σ , коэффициенты асимметрии (μ_a) и эксцесса (μ_e).

Таблица 2.5.2. Статистические параметры исходной совокупности измерений концентрации ^7Be в г. Севастополе.

Кол-во набл.	w_{max} , Бк/м ³	w_{min} , Бк/м ³	w_{avr} , Бк/м ³	w_{med} , Бк/м ³	w_m , Бк/м ³	σ , Бк/м ³	μ_a	μ_e
186	7,40	0,30	2,76	2,65	2,5	1,45	0,69	1,07

Как видно из рисунка 2.5.11 и таблицы 2.5.2, распределение величины концентрации ^7Be – одновершинно, но немного отличается от нормального. Значения w_{avr} и w_{med} близки, но не равны между собой, что говорит о том, что распределение не является нормальным. Положительный коэффициент асимметрии указывает на отклонение распределения, представленного на рисунке 2.5.11, в сторону больших значений (что проявляется как более длинный хвост в области больших значений концентрации ^7Be). Положительное значение коэффициента эксцесса μ_e говорит о том, что распределение является более остроконечным, чем нормальное. Коэффициент вариации ($w = 100 * \sigma / w_{avr} = 53\%$) указывает на значительную изменчивость концентрации ^7Be за время наблюдения.

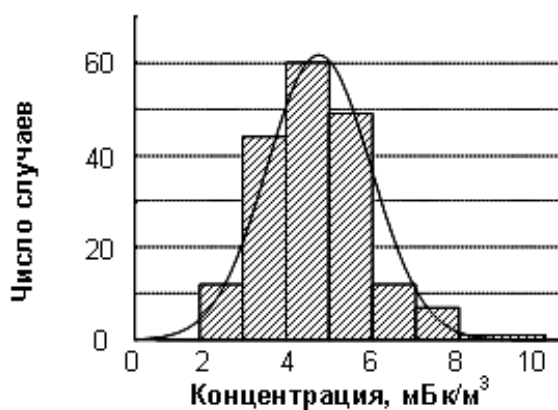


Рисунок 2.5.11. Функция распределения концентрации ^7Be в приземном слое воздуха.

По результатам измерений концентрации ^7Be в приземной атмосфере, полученным в 2007 – 2009 гг., диапазон изменения концентрации изотопа – от 0,54 до 12,74 мБк/м³. Среднее значение концентрации радионуклида равно $2,8 \pm 0,19$ мБк/м³. На рисунке 2.5.12 представлен внутригодовой ход концентрации ^7Be , полученный как результат осреднения всех значений концентрации радионуклида для каждого календарного месяца за все годы наблюдений [44].

Как видно из представленных данных, максимальные значения концентрации наблюдались в конце зимы – начале весны, что обусловлено интенсификацией процессов обмена между стратосферой и тропосферой – явления, характерного для данных широт в это время года. Минимальные значения концентрации наблюдались в осенний период.

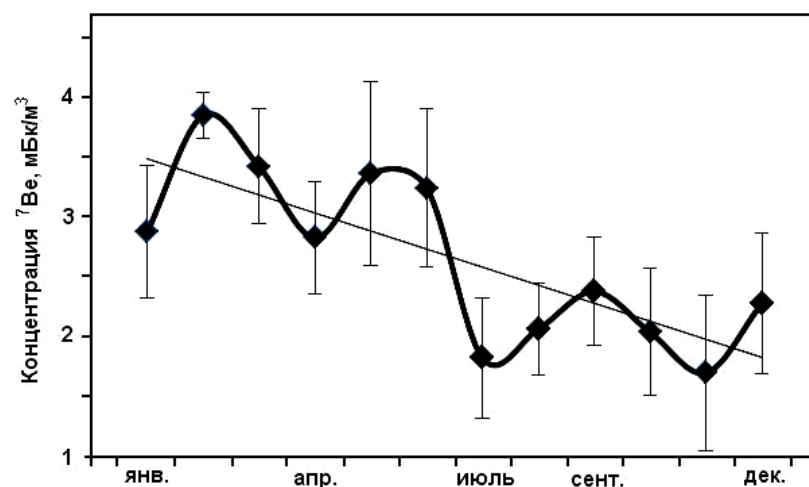


Рисунок 2.5.12. Внутригодовая изменчивость среднемесячной концентрации ^7Be в приземной атмосфере г. Севастополя.

Плотность выпадения ^7Be . Измерения ^7Be в пробах сухих выпадений проводились с октября 2000 г. по август 2009 г. Всего за период исследований было отобрано около 370 проб. На рисунке 2.5.13 приведена временная изменчивость содержания ^7Be в пробах. Плотность сухих выпадений ^7Be изменялась от уровня ниже предела чувствительности до 19 Бк/м²сут. [46].

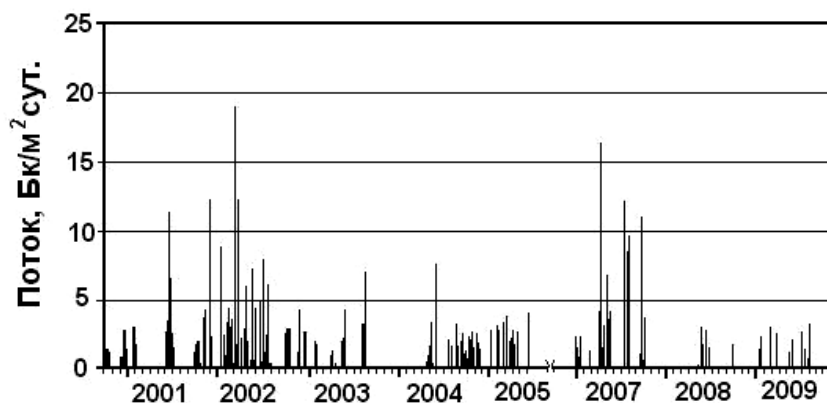


Рисунок 2.5.13. Временная изменчивость плотности сухих выпадений ^7Be в Севастопольском регионе.

Для выявления причин резкого увеличения потоков ^7Be в приземном воздухе в отдельные периоды, были проанализированы синоптические условия над Европой. Для анализа использовался немецкий архив синоптических совмещенных карт высотной топографии (уровень 500 гПа) и приземного барического поля над Европой (<http://www.wetterzentrale.de/topkarten>). Всего было проанализировано 75 карт, связанных с днями, когда радионуклид вообще

не обнаруживался и 48 карт, связанных с периодами высокой активности радионуклида в атмосферных выпадениях [44].

Анализ карт выявил резкие отличия в структуре распределения высотного и приземного барического поля над Европой в периоды высоких концентраций радионуклида ^{70}Ge в приземном воздухе черноморского региона и в периоды его очень низких концентраций.

В те периоды, когда отмечалось резкое увеличение активности ^{70}Ge в пробах атмосферных выпадений, над Европой наблюдалось развитие ярко выраженной меридиональности (в барическом поле наблюдаются короткие волны большой амплитуды). Как правило, это способствовало проникновению холодных масс воздуха в тылу хорошо развитых высотных ложбин далеко на юг, в том числе на все Черное море, достигая восточного Средиземноморья (рис. 2.5.14а). В результате наблюдалось формирование высотных циклонов в регионе. Именно такая синоптическая ситуация обеспечивала наибольшую вероятность проникновения стратосферных воздушных масс в приземные слои атмосферы, что, по-видимому, и приводила в отдельные дни к резким всплескам (в десятки раз) активности радионуклида в аэрозолях приземного воздуха в г. Севастополе.

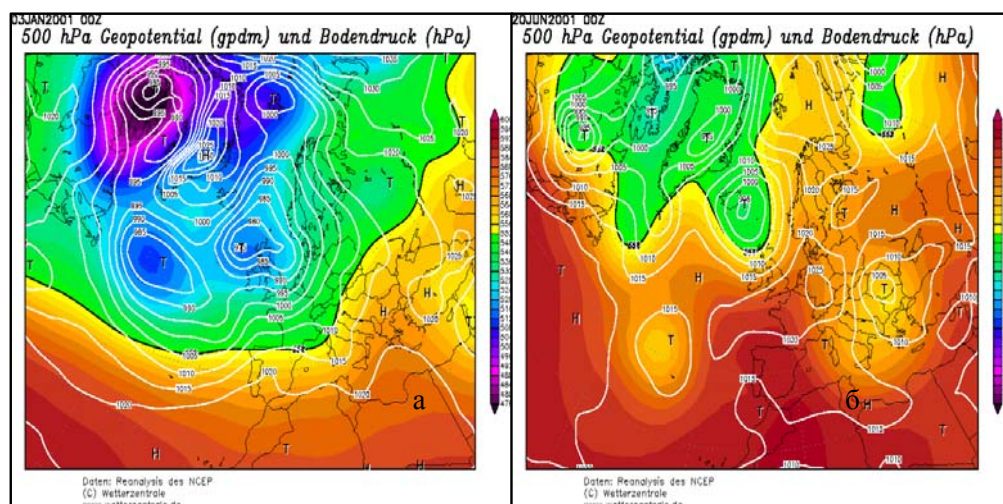


Рисунок 2.5.14. Совмещенные карты высотной топографии (уровень 500 ГПа) и приземного барического поля: а – яркое выражение меридиональности (в барическом поле наблюдаются короткие волны большой амплитуды); б – ярко выраженная зональная направленность с преобладанием длинных волн малой амплитуды.

В те дни, когда уровни активности нуклида в атмосферных выпадениях были ниже предела детектирования, распределение, как высотного поля давления, так и приземного над Европой носило ярко выраженную зональную направленность с преобладанием длинных волн малой амплитуды (рис. 2.5.14б). Такой характер распределения давления над Северным полушарием, как известно, приводит к меньшей вероятности разрывов в тропопаузе и препятствует проникновению стратосферных воздушных масс, насыщенных

^7Be , в нижние слои тропосферы [45].

По результатам измерений были проведены оценки суммарного за месяц потока ^7Be (рис. 2.5.15). Максимальное поступление радионуклида из атмосферы с сухими аэрозолями наблюдалось в летние месяцы, когда в черноморском регионе выпадает наименьшее количество осадков, и составляло около $65 \text{ Бк/м}^2 \text{ мес}$. Наиболее низкие значения потока отмечались в осенние месяцы – до $30 \text{ Бк/м}^2 \text{ мес}$. В этот же период наблюдался и наименьший разброс результатов наблюдений.

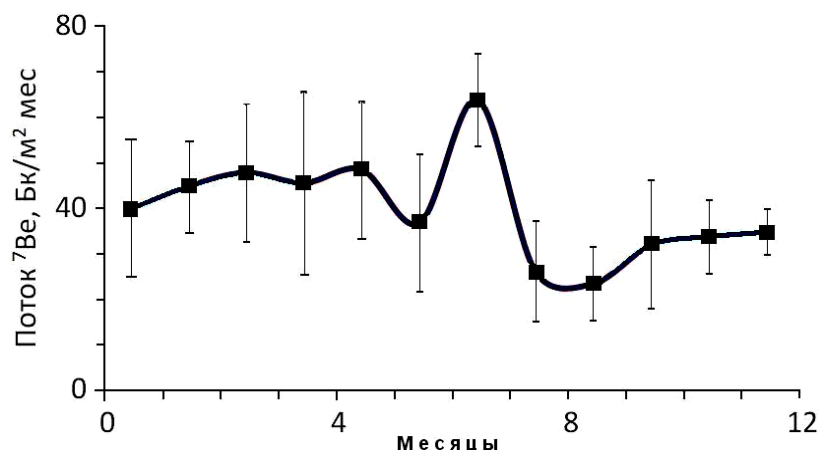


Рисунок 2.5.15. Среднемесячные значения сухого потока ^7Be в прибрежной зоне Черного для периода 2000 – 2009 гг.

Для оценки сезонного хода полных выпадений ^7Be в Севастопольском регионе были использованы зависимости потока радионуклида от количества атмосферных осадков, полученные авторами работ [47 – 49] (рис. 2.5.16). Зависимость потока ^7Be с осадками от количества осадков аппроксимировали уравнением (2.5.5):

$$P = 0.406f^2 + 6.74f + 34.41 \quad (2.5.5)$$

где P – плотность "влажного" выпадения ^7Be из атмосферы;
 f – количество осадков.

Для оценки потока ^7Be с атмосферными осадками использовали архивы данных метеонаблюдений, проводимых Севастопольским гидрометеобюро (2000–2003 гг.) и метеостанцией, расположенной в районе аэропорта Бельбек (20 км от г. Севастополя, 2005–2009 гг.). Результаты проведенных оценок показаны на рисунке 2.5.17.

Несмотря на то, что концентрация ^7Be в приземном слое воздуха имела хорошо выраженную сезонную зависимость (рис. 2.5.12) с максимумом в зимне-весенний период, сезонная изменчивость как сухих, так и влажных выпадений не подчиняется этой закономерности. Если в распределении сухих выпадений наблюдается небольшой максимум, приходящийся на конец зимы – начало

весны (рис. 2.5.15), то полный поток бериллия имеет максимальные значения в осенний период.

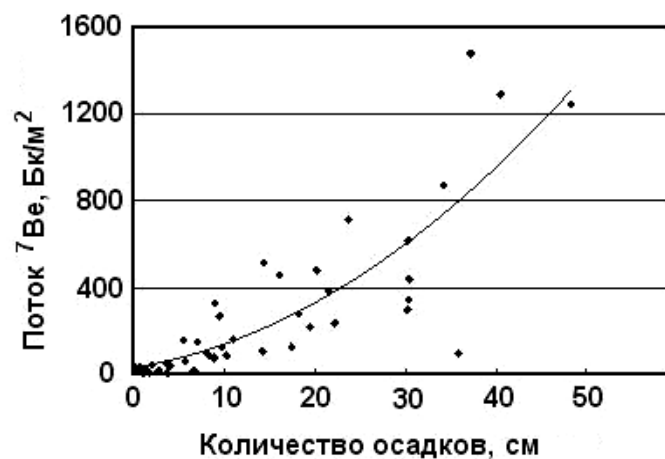


Рисунок 2.5.16. Зависимость "влажного" выпадения ^7Be от количества осадков.

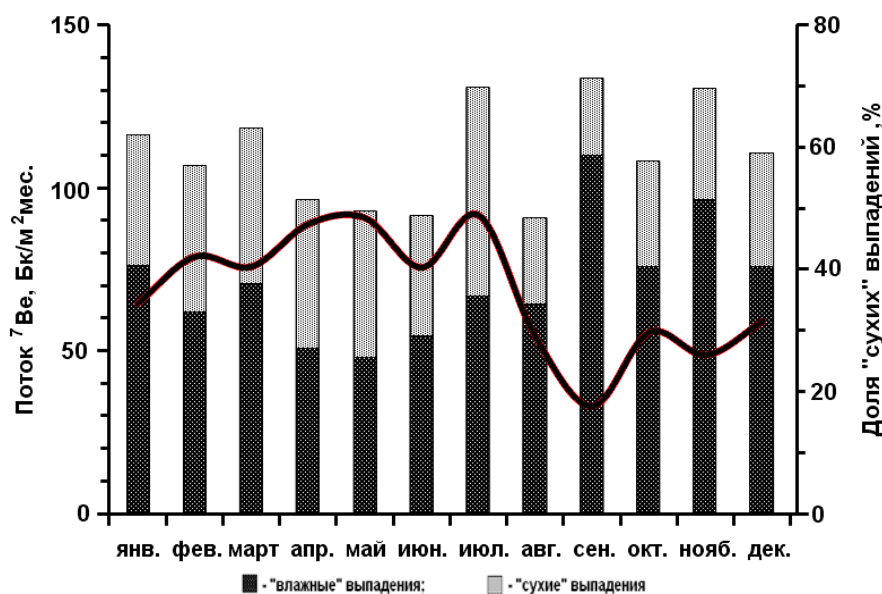


Рисунок 2.5.17. Вклад сухих и влажных выпадений в суммарный поток ^7Be (сплошная линия – доля «сухих» выпадений в общем потоке бериллия).

Связь потока ^7Be с метеопараметрами. На основе данных, полученных в ходе наблюдений за потоком ^7Be и метеорологическими параметрами в Севастопольском регионе, была предпринята попытка оценить влияние атмосферного давления, температуры, влажности приземного слоя воздуха и количества осадков на количество ^7Be в сухих выпадениях. Анализ корреляционных зависимостей показал, что температура (рис. 2.5.18) и

влажность приземной атмосферы не влияют на поток сухих выпадений ^7Be . При доверительной вероятности 0,95 наблюдается слабая (на уровне $-0,18$) корреляционная зависимость между потоком ^7Be и давлением в приземном слое атмосферы, которая может быть описана уравнением (2.5.6):

$$y = -0,129 \cdot x + 101,0 \quad (2.5.6)$$

На поток сухих выпадений радиоактивного бериллия незначительно влияет количество осадков (рис. 2.5.19). Корреляционная зависимость между суммарным за месяц потоком ^7Be и количеством осадков незначительна – на уровне $-0,13$ при доверительной вероятности 0,95.

Зависимость влажных выпадений ^7Be от количества осадков рассматривалась выше (рис. 2.5.16). Следует заметить, что большинство исследователей считают, что эта зависимость имеет линейный характер [50].

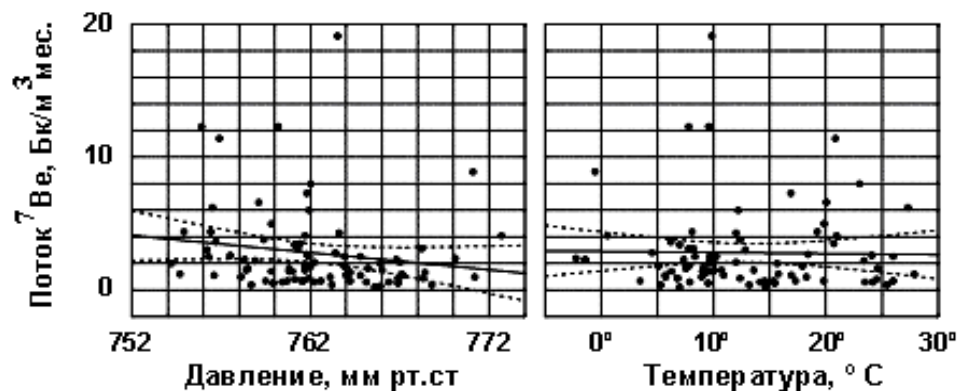


Рисунок 2.5.18. Зависимость потока ^7Be от атмосферного давления и температуры приземного слоя воздуха в г. Севастополе.

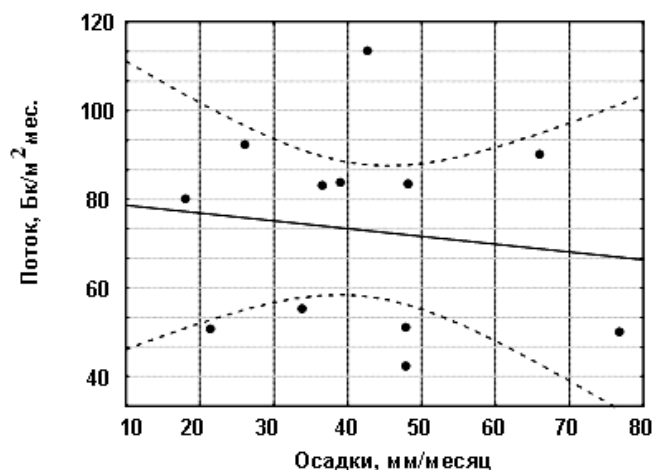


Рисунок 2.5.19. Зависимость «сухих» выпадений ^7Be от количества осадков в Севастопольском регионе.

На рисунке 2.5.20 приведено распределение полного потока ^7Be , полученного по результатам наблюдений и оценок, в зависимости от месячного количества осадков в районе исследований. Уравнение аппроксимации может быть записано в виде (2.5.7):

$$y = 12,223 \cdot f + 39,636 \quad (2.5.7)$$

где f – суммарное за месяц количество осадков, мм.

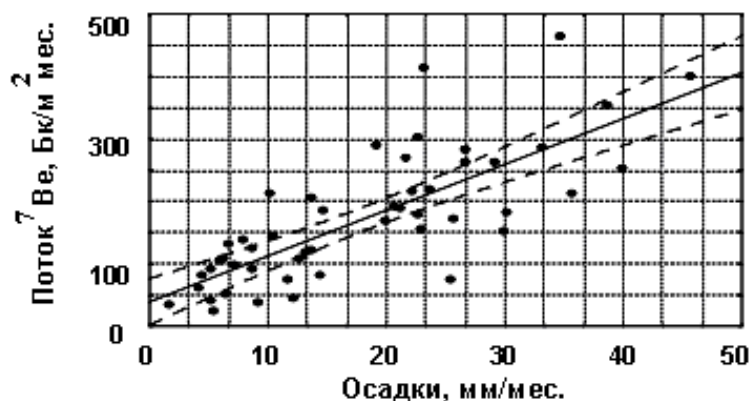


Рисунок 2.5.20. Зависимость полного потока ^7Be от среднемесячного количества осадков (штрихованной линией отмечен доверительный интервал на уровне 0,95).

Хотя ^7Be преимущественно образуется в стратосфере, тропосферное продуцирование и вымывание ^7Be приводит к достаточно однородному его распределению в приземном слое воздуха. Концентрации изотопа изменяются от $1,85 \cdot 10^{-3}$ Бк/м³ в арктических и экваториальных областях с высокой стабильностью атмосферы до $5,55 \cdot 10^{-3}$ Бк/м³ в областях средних широт в весенний период [40].

Анализ литературных источников показал, что от 40 до 45% суммарного годового потока ^7Be приходится на весенние месяцы. Такой сезонный ход выпадений обусловлен не только более интенсивным обменом между стратосферой и тропосферой в этот период года, но и тем, что в средних широтах на этот сезон приходится от 30 до 35% годового количества осадков. В Севастопольском регионе максимум полного потока смещен на осенний сезон, когда количество осадков максимально.

Оценка скорости восстановления квазистабильного состояния полей радиоактивности после залпового поступления техногенных радионуклидов в Черное море.

На протяжении первых десяти лет после аварии на ЧАЭС в Черном море проводились регулярные радиоэкологические исследования, на основании которых был сделан анализ временной и пространственной изменчивости полей радиоизотопов [54 – 58]. Были выполнены оценки составляющих баланса изотопов ^{137}Cs и ^{90}Sr в водах Черного моря [51, 52 - 58]. Водный баланс Черного моря для 1986 – 2005 гг. посчитан по методике, разработанной в бывшем СО

ГОИНе (ныне МО УкрНИГМИ) [59]. Оценки послойного запаса радионуклидов выполнены с использованием результатов численного моделирования переноса пассивной примеси в Черном море.

Для расчета распространения радионуклидов в Черном море использовалась трехмерная нелинейная термогидродинамическая модель МГИ, которая была дополнена блоком распространения пассивной примеси [60]. В задаче предполагается, что радиоактивные вещества являются пассивной примесью, не влияющей на гидродинамические характеристики. Поэтому распространение радионуклидов в водной среде описывалось уравнением (2.5.8):

$$\frac{dC}{dt} = -A_H \nabla^4 C + (A_V C_z)_z + F, \quad (2.5.8)$$

где C – концентрация радионуклида;

F – член, описывающий источники и стоки радионуклидов.

Сток радионуклидов внутри бассейна происходит за счет радиоактивного распада (2.5.9):

$$F = C_0 e^{-0.69 \frac{t}{T}}, \quad (2.5.9)$$

где C_0 – начальная концентрация ^{137}Cs ;

T – период полураспада ^{137}Cs .

Использовались следующие краевые условия для уравнения (2.5.4).

На поверхности $z = 0$ задается поток из атмосферы, величина которого равномерно распределяется по всей площади моря:

$$A_V C_z = C_{atm}(t). \quad (2.5.10)$$

На дне $z = H(x, y)$: $C_z = 0$.

На твердых участках боковой границы, в устьях рек и проливах поток отсутствует: $\partial C / \partial n = 0$, $\partial(\nabla^2 C) / \partial n = 0$.

В начальный момент времени выполняется условие:

$$C = C^0(x, y, z). \quad (2.5.11)$$

Поскольку прямые измерения плотности выпадения радиоизотопов на акваторию моря не проводились, то при задании потока из атмосферы были использованы косвенные методы оценки величины потока. Для расчета использовались результаты измерений концентрации ^{137}Cs и плотности выпадения суммы β -активных радиоизотопов в приземном слое атмосферы [61]. Результаты расчетов приведены на рисунке 2.5.21. Для аппроксимации выбрана степенная функция, уравнение которой записывается в виде (2.5.12):

$$C_{atm}(t) = 2122,5 \cdot t^{-1.67} \quad (2.5.12)$$

где C_{atm} – суммарная за месяц плотность выпадения ^{137}Cs ;
 t – количество месяцев прошедших с момента аварии на ЧАЭС (в Черноморском бассейне черномыльские атмосферные выпадения начались 1 мая 1986 г).

Коэффициент достоверности аппроксимации $R^2=0,946$.

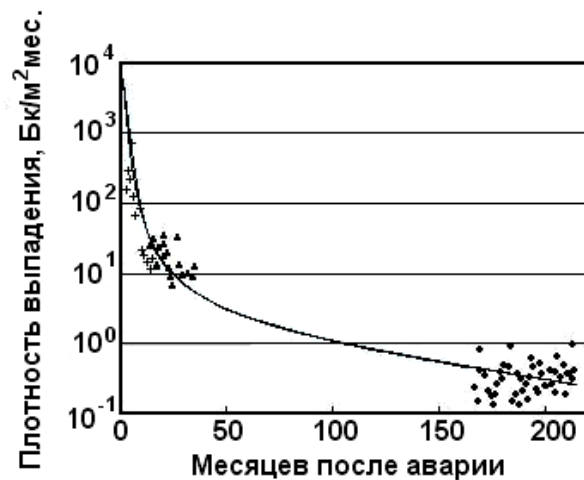


Рисунок 2.5.21. Изменчивость плотности выпадения ^{137}Cs из атмосферы в Черноморском регионе в 1986 – 2004 гг: ♦ – рассчитаны по суммарной β -активности; + – рассчитаны по концентрации ^{137}Cs в приземном слое воздуха; ● – данные ЦГО Украины, осредненные для черноморских пунктов наблюдений.

Исходя из результатов расчетов и учитывая распределение осадков над Черным морем в 1986 г, поток ^{137}Cs на акваторию моря с атмосферными выпадениями оценивается величиной $2,91 \cdot 10^{15}$ Бк. В последующие два года суммарный поток радиоактивного цезия составил еще $1,95 \cdot 10^{14}$ Бк. Для оценки потока цезия в период 1989 – 2005 гг. использовалось уравнение (2.5.12). Суммарное количество радиоизотопа, поступившего на поверхность Черного моря за этот период, составило $9,33 \cdot 10^{13}$ Бк.

При проведении расчетов использовались климатические поля термогидродинамических характеристик. Интегрирование уравнений модели было выполнено на три года. Проведено два численных эксперимента с различными коэффициентами вертикальной турбулентной диффузии. В первом задавалось постоянное для каждого горизонта [60] значение параметра A_v . Во втором эксперименте при описании вертикального обмена использовалось приближение Филандера-Покановски [62]. Получены поля концентрации ^{137}Cs на каждые сутки времени интегрирования для всех исследуемых горизонтов.

Сравнение результатов расчетов показало (рисунок 2.5.22), что использование параметризации Филандера-Покановски позволяет более точно описать эволюцию поля концентрации ^{137}Cs [63].

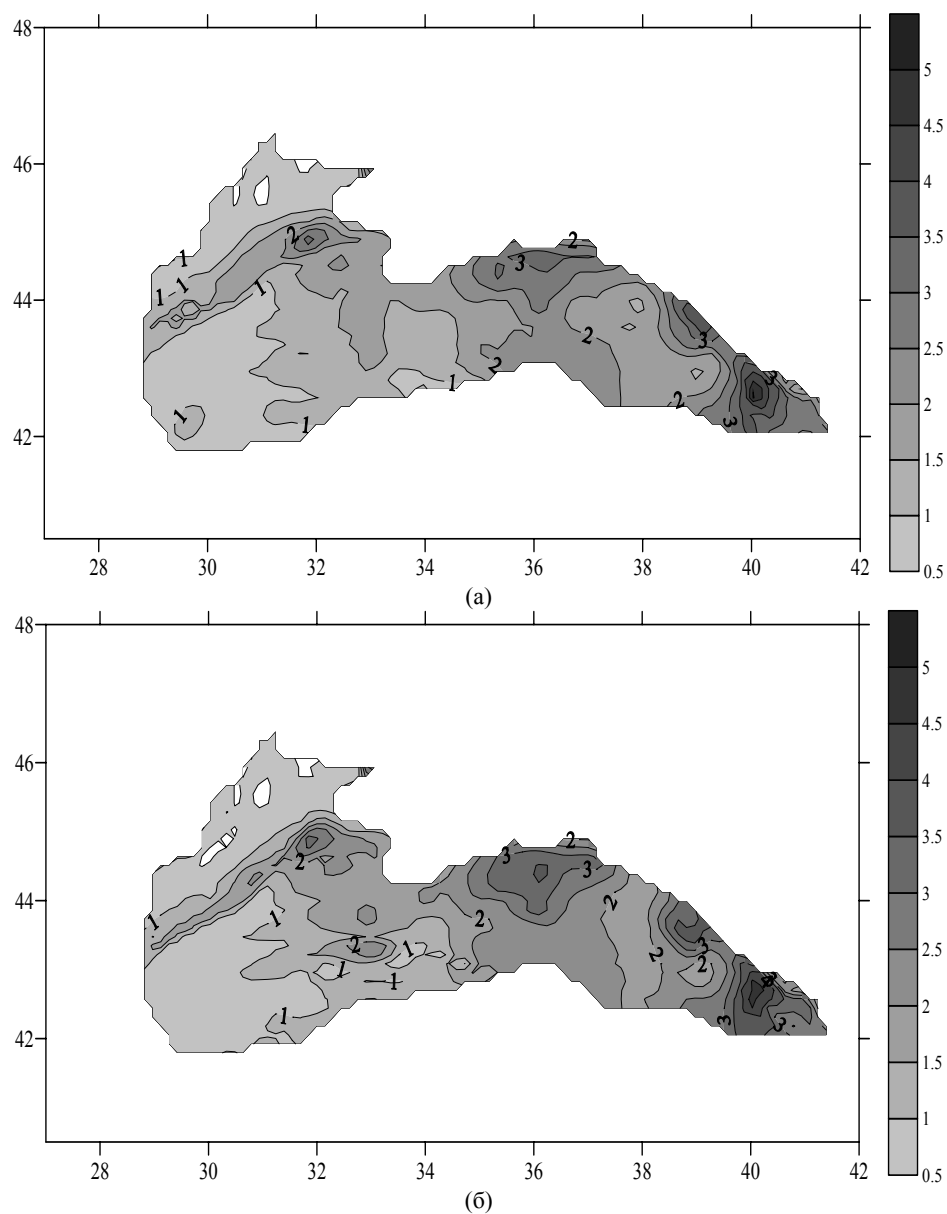


Рисунок 2.5.22. Отношение рассчитанной концентрации ^{137}Cs к наблюдаемой:
а – эксперимент 1, б – эксперимент 2.

По оценкам, приведенным в работе [64], суммарный запас ^{137}Cs в Черном море составлял в 1977 г. $(1,37 \pm 0,3) \cdot 10^{15}$ Бк. Корректировка этих данных на 1986 год с учетом радиоактивного распада, обмена через Босфор и поступления из

стратосферного резервуара продуктов ядерных взрывов дает величину запаса в Черном море $1,13 \cdot 10^{15}$ Бк. Таким образом, атмосферные выпадения в течение 1986 года в ~2,6 раза превысили дочернобыльский запас ^{137}Cs в Черном море.

Список литературы

1. Вернадский В.И. Избранные сочинения. – М.: Изд-во АН СССР, 1954. – Т. 1. – С. 43 – 44.
2. Алимов А.Ф., Балушкина Е.В., Умнов А.А. Подходы к оценке состояния водных экосистем // Экологическая экспертиза и критерии экологического нормирования. Спб.: Науч. центр РАН, 1996. С. 37 – 47.
3. Критерии оценки экологической обстановки территорий для выявления зон чрезвычайной экологической ситуации и зон экологического бедствия. – М.: Наука, 1992. – 58 с.
4. Заика В.Е. Эволюция экосистемы Черного моря и ее устойчивость. // Сб.: Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика. – 2005. – Вып. 13. – С. 375 – 380.
5. Marcazzan G.M., Caprioli E., Valli G., Vecchi R. Temporal variation of ^{212}Pb concentration in outdoor air of Milan and a comparison with ^{214}Bi . // Journal of Environmental Radioactivity. – 2003. – V. 65. – P. 77 – 90.
6. Shapiro M.H., Forbes-Resha J.L. $^{214}\text{Bi}/^{214}\text{Pb}$ ratios in air at a height of 20 m. // J. Geophys. Res. – 1975. – V. 80. – N. 12. – P. 1605 – 1613.
7. Rangarajan C. and Eapen C.D. $^{214}\text{Bi}/^{214}\text{Pb}$ Activity in the Atmosphere // J. Geophys. Res. – 1981. – V. 86(C4). – P. 3194 – 3198.
8. Радиация. Дозы, эффекты, риск. – М.: Мир. – 1988. – 79 с.
9. Кухтевич В.И., Машикович В.П. Распространение ионизирующих излучений в воздухе. – М.: Атомиздат. – 1979. – 214 с.
10. Сердюкова А.С., Капитанов Ю.Т. Изотопы радона и продукты их распада в природе. – М.: Атомиздат. – 1975. – 276 с.
11. Shapiro M.H., Kosowski R., Jones D.F. Radon Series Disequilibrium in Southern California Coastal Air // J. Geophys. Res. – 1978. – V. 83. – N. C2. – P. 929 – 933.
12. Синьков С.И. Поведение короткоживущих продуктов распада радона в приземной атмосфере. // Диссертация на соискание учёной степени кандидата химических наук – МГУ им. М.В. Ломоносова. – Москва. – 1990. – 173 с.
13. Мединец В.И., Тарнопольский А.Г. Об определении границ внутритропической зоны конвергенции по концентрации радона // Метеорология и гидрология. – 1978. – № 2. – С. 37 – 41.
14. Williams J., Gros V., Bonsang B., Kazan V. HO \cdot – cycle in 1997 and 1988 over the southern Indian Ocean derived from CO, radon, and hydrocarbon measurements made at Amsterdam Island. // Journal Geophys. Res. – 2001. – V. 106. – No. D12. – P. 12,719 – 12,725.
15. Broeker W.S., Peng T.-H. Gas exchange rates between air and sea // Tellus. – 1974. – 26, № 1–2. – P. 21 – 35.

16. *Мединец В.И.* Непрерывная регистрация естественной Ра-диоактивности в приводном слое атмосферы // Ядерно-физические методы анализа в контроле окружающей среды / Тезисы докладов 1 Всесоюзного совещания. – Ташкент. – 1979. – С. 106.
17. *Батраков Г.Ф., Семенов В.В.* Комплекс аппаратуры для измерений концентраций радиоактивных изотопов в приземной атмосфере. - Сб.: Системы контроля окружающей среды. – МГИ НАНУ. – Севастополь: ЭКОСИ – Гидрофизика. – 2006. – С. 324 – 326.
18. *Батраков Г.Ф., Копытина Н.В., Мязин В.В., Семенов В.В.* Анализатор импульсов на микроконтроллере для измерений концентрации гамма-излучающих изотопов в объектах внешней среды. - Сб.: Системы контроля окружающей среды. – МГИ НАНУ. – Севастополь: ЭКОСИ – Гидрофизика. – 2007. – С. 292 – 298.
19. *Батраков Г.Ф., Земляной А.Д.* О методике расчёта концентраций RaA (Pb–214), RaB (Bi–214) и ThB (Pb–212) в приземной атмосфере по гамма-спектрам. - Сб.: Системы контроля окружающей среды. – МГИ НАНУ. – Севастополь: ЭКОСИ – Гидрофизика. – 2008. – С. 257 – 263.
20. *Батраков Г.Ф., Земляной А.Д.* О влиянии изменения концентрации радона–222 на результаты мониторинга продуктов его распада в атмосфере. - Сб.: Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ–Гидрофизика. – 2009. – Вып. 18. – С. 57 – 62.
21. *Батраков Г.Ф., Чудиновских Т.В., Чудиновских Е.С.* Мониторинг короткоживущих продуктов распада ^{222}Rn (^{214}Bi и ^{214}Pb) в приземной атмосфере Севастополя. / В сб.: Системы контроля окружающей среды. Средства и информационные технологии. – Севастополь: МГИ НАН Украины. – 2008. – С. 351 – 356.
22. *Батраков Г.Ф., Чудиновских Т.В., Иванова Т.М., Арбузова А.П., Кременчуцкий Д.А., Семенов В.В.* Свинец-214 и висмут-214 в приземной атмосфере севастопольского региона // В сб.: Системы контроля окружающей среды. – Вып. 13. – Севастополь: МГИ НАН Украины. – 2010. – С. 196 – 202.
23. *UNSCEAR, 2000*, United Nations Scientific Committee of the Effects of ionizing Radiation. Sources and Effects of Ionizing Radiation. United Nations, New York. – P. 84 – 156.
24. *Valles I., Camacho A., Ortega X., et al.* Natural and anthropogenic radionuclides in airborne particulate samples collected in Barcelona (Spain). // J. of Environmental Radioactivity. – 2009. – V. 100. – P. 102 – 107.
25. *Ahmed A.A., Mohamed A., Ali A.E., et al.* Seasonal variations of aerosol residence time in the lower atmospheric boundary layer. // J. of Environmental Radioactivity. – 2004. – V. 77. – P. 275 – 283.
26. *Стыро Б.И.* Вопросы ядерной метеорологии. – Вильнюс: Академия наук Литовской ССР. – 1959. – 418 с.
27. *Papastefanou C.* Radioactive aerosols / Radioactivity in the Environment.– Vol. 12.– Amsterdam: Elsevier. – 2008. – 187 pp.

28. *Кароль И.Л., Малахов С.Г.* Глобальное распространение в атмосфере и выпадения радиоактивных продуктов ядерных взрывов. / Сб.: Радиоактивные изотопы в атмосфере и их использование в метеорологии. – Москва: Атомиздат. – 1965. – С. 244 – 282.
29. *Толкаченко Г.А., Holben B.N., Ли М.Е., Коротаев Г.К.* Автоматизированная система контроля параметров атмосферы. / Сб.: Системы контроля окружающей среды. – МГИ НАНУ. – Севастополь: ЭКОСИ – Гидрофизика. – 2006. – С. 24 – 32.
30. *Стыро Б.И., Матулявичене В.И.* Спектры размеров и подвижностей естественных радиоактивных аэрозолей в атмосфере. / Сб.: Радиоактивные изотопы в атмосфере и их использование в метеорологии. – Москва: Атомиздат. – 1965. – С. 28 – 39.
31. *Газиев Я.И.* Оценки скоростей сухого осаждения аэрозолей глобального радиоактивного загрязнения атмосферы / Загрязнение природных сред. – Труды института экспериментальной метеорологии. – Вып.3 (42). – Москва: Гидрометеоздат. – 1974. – С. 57 – 60.
32. *Lal D., Arnold J., Honda M.* Cosmic-Ray production rates of Be-7 in oxygen and P^{32} , P^{33} , S^{35} in argon at mountain attitudes // *Phys. Rev.* – 1960. – V. 118, No 6. – P. 16 – 26.
33. *Usoskin I.G., Kovaltsov G.A.* Production of cosmogenic ^7Be isotope in the atmosphere: Full 3-d modeling // *J. Geophys. Res.* – 2008. – Vol. 113. – D12107, doi:10.29/2007JD009725,2008
34. *Froehlich K.* Environmental Radionuclides: Tracers and Timers of Terrestrial Processes / *Radioactivity in the Environment.* – Vol. 16. – Amsterdam: Elsevier. – 2010. – 443 pp.
35. *Brost R.A., Feichter J., Heimann M.* Three-dimensional simulation of ^7Be in a global climate model. // *Journal of Geophysical Research.* – 1991. – V.96 – No. D12. – P. 22423 – 22445.
36. *Bondietti E.A., Hoffmann F.O., Larsen I.L.* Air-to-vegetation Transfer Rates of Natural Submicron Aerosols. // *J. Environ. Radioact.* – 1984. – V. 1. – P. 5 – 27.
37. *Юнге Х.* Химический состав и радиоактивность атмосферы. – М.: изд-во «Мир». – 1965. – 424 с.
38. *Young J.A., Silker W.B.* Aerosol deposition velocities on the Pacific and Atlantic oceans calculated from Be measurements. // *Earth and Planetary Science Letters.* – 1980. – V.50. – P. 92 – 104.
39. *Lan D.* An overview of five decades of studies of cosmic ray produced nuclides in oceans. // *The Science of the Total Environment.* – 1999. – V. 238. – P. 3 – 13.
40. *Baskaran M., Coleman C.H., Santschi P.H.* Atmospheric depositional fluxes of ^7Be and ^{210}Pb at Galveston and College Station Texas. // *Journal of Geophysical Research.* – 1993. – V. 98 – No. D11. – P. 20555 – 20571.
41. *Kadko D. u Olson D.* Beryllium-7 as a tracer of surface water subduction and mixed-layer history. // *Deep-Sea Research.* – 1996. – Vol. 43 – No. 2. – P. 89 – 116.
42. *Carroll J. u Lerche I.* Sedimentary Processes: Quantification Using Radionuclides / *Radioactivity in the Environment*, Vol 5. – Amsterdam: Elsevier. – 2003. – 272 pp.

43. Батраков Г.Ф., Чудиновских Т.В. Ве-7 и поступление стратосферных воздушных масс в приземную атмосферу. //В сб.: Системы контроля окружающей среды. Средства и информационные технологии. – Севастополь: МГИ НАН Украины. – 2008. – С. 345 – 350.
44. Чудиновских Т.В., Батраков Г.Ф., Арбузова А.П., Иванова Т.М. Використовування ^7Be в приземній атмосфері чорноморського регіону для аналізу вторгнення стратосферних повітряних мас. Тезиси докладов Международной научной конференции „Физические методы в экологии, биологии и медицине”. 3-7 сентября 2008 г. Львов–Ворохта. – Львов: Львовский национальный университет им. И. Франко. – 2008. – С. 23 - 24.
45. Шакина Н.П., Кузнецова И.Н., Иванова А.Р. Анализ случаев атмосферных вторжений, сопровождаемых повышением радиоактивности в приземном воздухе. // Метеорология и гидрология. – 2000. – №2. – С. 53 – 59.
46. Арбузова А.П., Батраков Г.Ф., Иванова Т.М., Кременчуцкий Д.А., Семёнов В.В., Чудиновских Т.В. Временная изменчивость концентрации ^7Be в приземной атмосфере и сухих выпадениях в севастопольском регионе // В сб.: Системы контроля окружающей среды. – Вып. 14. – Севастополь: МГИ НАН Украины. – 2010. – С. 173 – 181.
47. Duenas C., Fernandez M.C. Atmospheric deposition of ^7Be at a coastal Mediterranean station // Journal of Geophysical Research. – 2002. – Vol. 106 – No. D24. – P. 34,059 – 34,065.
48. Baskaran M. A search for the seasonal variability on the depositional fluxes of ^7Be and ^{210}Pb // Journal of Geophysical Research. – 2000. – Vol. 100 – No. D2. – P. 2833 – 2840.
49. Che Doering, Raiz Akber. Beryllium-7 in near-surface air and deposition at Brisbane, Australia // J. of Environmental Radioactivity. – 2008. – Vol. 99. – P. 461 – 467.
50. Olsen C.R., Larsen I.L., Lowry P.D. Atmospheric Fluxes and Marsh-Soil Inventories of ^7Be and ^{210}Pb // J. of Geophys. Res. – 1985. – V. 90, No D6. – P. 10487 – 10495
51. Staneva J.V., Buesseler K.O., Stanev E.V., Livingston H.D. The application of radiotracers to a study of Black Sea Circulation: Validation of numerical simulation against observed weapons testing and Chernobyl ^{137}Cs data. // J. Geophysical Res. – V. 104. – N C5. – P. 11,099 – 11,114.
52. Egorov V.N., Polikarpov G.G., Kulebakina L.G., et.al. Modelling Large-scale Contamination of the Black Sea Caused by Long-lived Radionuclides of ^{137}Cs and ^{90}Sr Following the Chernobyl Accident //Proc. of Seminar on Comparative Assessment of the Environmental Impact of Radionuclides Released during Three Major Nuclear Accident: Kyshtym, Windscale, Chernobyl. – Vol. 2. – Luxembourg: Report EUR 13574. – 1991. – P. 649 – 664.
53. Buesseler K.O., Livingston H.D., Casso S.A. Mixing between oxic and anoxic waters of the Black Sea as traced by Chernobyl cesium isotopes // Deep-Sea Research. 1991. – V.38, Suppl. 2. – P. S725 – S745.
54. Еремеев В.Н., Чудиновских Т.В., Исаева Е.А., Батраков Г.Ф. Радиоэкологический мониторинг Черноморского бассейна. Банк данных и компьютерный атлас радиоактивности. /В сб.: Экологическая безопасность

- прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Вып.3 (памяти Л.А. Ковешникова). – НАН Украины, МГИ, ОФ ИнБЮМ. – Севастополь, 2001. – С. 129 – 136.
55. *Никитин А.И., Мединец В.И., Чумичев В.Б. и др.* Радиоактивное загрязнение Черного моря вследствие аварии на Чернобыльской АЭС по состоянию на октябрь 1986 г. // Атомная энергия. – 1988. – Т. 65, Вып. 2. – С. 134 – 137.
 56. *Polikarpov G.G., Kulebakina L.G., Timoshchuk V.T., Stokozov N.A.* Sr-90 and Cs-137 in surface waters of the Dnieper River, the Black Sea and the Aegen Sea in 1987 and 1988 // J. Environment Radioactivity. – 1991. – V. 13. – P. 25 – 38.
 57. *Гедеонов Л.И., Гритченко З.Г., Иванова Л.М. и др.* Радионуклиды стронция и цезия в воде низовья Дуная в 1985 – 1990 гг. // Атомная энергия. – 1993. – Т. 74, Вып. 1. – С. 58 – 63.
 58. *Buesseler K.O., Livingston H.D.* Time-series profiles of ^{134}Cs , ^{137}Cs and ^{90}Sr in the Black Sea // Sensitivity to change: Black Sea, Baltic Sea and North Sea / Eds. Ozsoy E., Mikaelyan A. – Dordrecht (England): Kluwer Academic Publ. – 1997. – P. 239 – 251.
 59. *Альтман Э.Н., Кумыш Н.И.* Многолетняя и внутригодовая изменчивость баланса пресных вод Черного моря // Труды ГОИН. – Л.: Гидрометеиздат. – 1986. – Вып. 176. – С. 3 – 18.
 60. *Демышев С.Г., Запезалов А.С., Кубряков А.И., Чудиновских Т.В.* Эволюция поля концентрации ^{137}Cs в Черном море после прохождения чернобыльского облака // Метеорология и гидрология. – 2001. – № 10. – С. 49 – 61.
 61. *Чудиновских Т.В.* Оценка составляющих бюджета ^{137}Cs в Чёрном море, выполненных на основе натурных наблюдений и численного моделирования // В сб.: Системы контроля окружающей среды. Средства, информационные технологии и мониторинг. – Севастополь: МГИ НАН Украины. – 2009. – С. 337 – 343.
 62. *Чудиновских Т.В., Дымова О.А.* Численное моделирование полей концентрации пассивной примеси для оценки запаса ^{137}Cs в Черном море // В сб.: Системы контроля окружающей среды. Вып. 14. – Севастополь: МГИ НАН Украины. – 2010. – С. 182 – 187.
 63. *Чудиновских Т.В., Дымова О.А.* Изучение роли процессов вертикального обмена в многолетней эволюции полей концентрации ^{137}Cs в водах Черного моря. // В сб. «Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа». – Севастополь, 2011. – В печати.
 64. *Вакуловский С.М., Катрич И.Ю., Краснопевцев Ю.В. и др.* Пространственное распределение и баланс ^3H и ^{137}Cs в Черном море в 1977 г. // Атомная энергия. – 1980. – Т.49, № 2. – С. 105 – 108.

3. РЕГУЛЯЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ И КРИЗИСНЫЕ ЯВЛЕНИЯ В БАССЕЙНЕ ЧЕРНОГО МОРЯ

3.1. КРИЗИСНЫЕ ЯВЛЕНИЯ ПРИРОДНОГО И АНТРОПОГЕННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ В ЧЕРНОМОРСКОМ РЕГИОНЕ

В земной коре, Мировом океане и атмосфере Земли протекают разнообразные физические, химические и биологические процессы различной интенсивности и пространственно-временных масштабов. Некоторые из них могут принимать экстремальные формы, оказывающие влияние на население, хозяйственные объекты и экологию. По современным представлениям такие природные катастрофы – следствие естественной эволюции природной среды. Некоторые из природных процессов могут быть «рукотворными», то есть инициированными человеческой деятельностью, например, аномальное загрязнение окружающей среды, добыча полезных ископаемых на суше и в море, мощные взрывы, крупные технологические аварии и др.

К процессам и явлениям естественного и антропогенного происхождения, принимающим экстремальные, катастрофические формы, приводящим к чрезвычайным ситуациям, относятся такие опасные природные явления, как тропические циклоны, землетрясения, извержения вулканов, штормовые волны, цунами, оползни, засухи, пожары, наводнения, аномальные ледовые режимы, нашествия насекомых, эпидемии, нехватка продовольствия и многие другие. Такие явления будем называть также кризисными с точки зрения их реальной или потенциальной опасности.

В настоящее время не представляется возможным прогнозировать время и место возникновения достаточно широкого круга кризисных явлений. Различные стихийные бедствия на Земле неоднократно происходили в прошлом, происходят в наши дни и будут происходить в будущем, что не зависит от уровня развития человеческого общества и достижений научно-технического прогресса. Поэтому, если нельзя предотвратить землетрясения, цунами, засухи, аномальные ледовые режимы или тропические циклоны, то необходимо разработать способы предсказания и оценки реальной опасности кризисных явлений, способы определения наиболее уязвимых для их воздействия районов и предложить научно обоснованные рекомендации по снижению негативных последствий природных и антропогенных экстремальных режимов явлений для населения, объектов хозяйственной и рекреационной деятельности на суше и в море, повышению устойчивости экологической безопасности региона.

Проблема кризисных явлений актуальна для всех стран мира. Это привело к принятию в декабре 1989 г. на 44-й сессии Генеральной Ассамблеи ООН Резолюции № 44/236, в которой период с 1990 по 2000 г. был объявлен

Международным десятилетием по уменьшению опасности стихийных бедствий [1]. Решение было инициировано ростом числа природных катастроф в мире и вызванного ими ущерба. Результаты анализа 5200 значимых природных катастроф в 92 странах мира за 30 лет (1962 – 1992 гг.) были представлены в мае 1994 г. в Иокогаме на Всемирной конференции по уменьшению опасности стихийных бедствий. Выявлен устойчивый рост числа значимых природных катастроф на Земле, выделяемых по причиненному экономическому ущербу (не менее 1% от годового валового продукта страны), числу пострадавших (не менее 1% от численности населения страны) и числу погибших (не менее 100 человек) людей. Конечно, перечень доминирующих по своим негативным последствиям кризисных природных явлений не универсален, он изменяется при переходе от одного региона Земли к другому.

Не свободны от кризисных природных и антропогенных явлений Черное море и прилегающие к нему районы. Здесь неоднократно наблюдались наводнения, ураганные ветры, штормовые волны, туманы, аномальные температурные режимы, обледенение судов, смерчи, обширные нефтяные загрязнения, оползни, обвалы и многие другие явления, сопровождавшиеся ощутимыми экономическими потерями для черноморских государств [2].

Проблема природных катастроф является междисциплинарной, что делает ее одновременно как привлекательной, так и весьма сложной для изучения. Она приобрела в последние годы особую актуальность для Черноморского региона, благодаря росту экономической активности стран региона, расширению рекреационной деятельности и добычи минеральных ресурсов, росту инфраструктуры, усилению существующих и планированию новых транспортных потоков и коммуникационных линий через акваторию Черного моря. В связи с этим особую важность приобретает комплекс вопросов, касающихся природных и антропогенных кризисных явлений в зоне Черного моря, представляющих реальную или потенциальную опасность для жизни людей, экономики и экологической безопасности региона.

Типы природных и антропогенных катастроф.

Природные кризисные явления с учетом их относительной кратковременности можно разделить по своему генезису на следующие типы (в литературе встречаются и иные, но близкие к приведенной ниже, классификации природных явлений):

- геофизические катастрофы (землетрясения, извержения вулканов, оползни, обвалы скал в водные бассейны);
- геологические катастрофы (оползни на суше, сели, обвалы и осыпи, лавины, склоновый смыв);
- метеорологические катастрофы (тайфуны, сильные ветры, смерчи, обильные дожди, крупный град, сильные снегопады или сильные метели, туманы, пыльные бури, сильные морозы или сильная жара);
- гидрологические катастрофы (наводнения или аномальные понижения уровня, штормовое волнение, цунами, селевые потоки, снежные лавины, раннее льдообразование и появление льда на трассах судов, тягун в портах, аномальные гидрологические режимы в прибрежной зоне и проливах, вход морских соленых вод в устья рек);

- природные пожары (лесные пожары, пожары степных массивов, торфяные и подземные пожары горючих ископаемых);
- биологические катастрофы (эпидемии, эпизоотии и эпифитотии);
- катастрофы космической природы (падения космических тел на поверхность Земли, их полное или частичное сгорание в атмосфере).

Что касается антропогенных кризисных явлений и событий, то существующие классификации выделяют, как правило, следующие виды чрезвычайных ситуаций:

Транспортные аварии (катастрофы):

- аварии товарных поездов;
- аварии пассажирских поездов, поездов метрополитена;
- аварии речных и морских грузовых судов;
- аварии (катастрофы) речных и морских пассажирских судов;
- авиакатастрофы в аэропортах, населенных пунктах;
- авиакатастрофы вне аэропортов, населенных пунктов;
- аварии (катастрофы) на автодорогах (крупные автомобильные);
- аварии транспорта на мостах, железнодорожных переездах, в тоннелях;
- аварии на магистральных трубопроводах.

Пожары, взрывы, угроза взрывов:

- пожары (взрывы) в зданиях, на коммуникациях и технологическом оборудовании промышленных объектов;
- пожары (взрывы) на объектах добычи, переработки и хранения легковоспламеняющихся, горючих и взрывчатых веществ;
- пожары (взрывы) на транспорте;
- пожары (взрывы) в шахтах, подземных и горных выработках, метрополитенах;
- пожары (взрывы) в зданиях и сооружениях жилого, социально-бытового, культурного назначения;
- пожары (взрывы) на химически опасных объектах;
- пожары (взрывы) на радиационно опасных объектах;
- обнаружение неразорвавшихся боеприпасов на суше и в море;
- утрата взрывчатых веществ (боеприпасов).

Аварии с выбросом химически опасных веществ:

- аварии с выбросом (угрозой выброса) химически опасных веществ при их производстве, переработке, хранении (захоронении);
- аварии на транспорте с выбросом (угрозой выброса) химически опасных веществ;
- образование и распространение химически опасных веществ в процессе химических реакций, начавшихся в результате аварии;
- аварии с химическими боеприпасами;
- утрата источников химически опасных веществ.

Аварии с выбросом радиоактивных веществ:

- аварии на АЭС, атомных энергетических установках производственного и исследовательского назначения с выбросом (угрозой выброса) радиоактивных веществ;

- аварии с выбросом (угрозой выброса) радиоактивных веществ на предприятиях ядерно-топливного цикла;
- аварии транспортных средств и космических аппаратов с ядерными установками или грузом радиоактивных веществ на борту;
- аварии при промышленных и испытательных ядерных взрывах с выбросом (угрозой выброса) радиоактивных веществ;
- аварии с ядерными боеприпасами в местах их хранения, эксплуатации или установки;
- утрата радиоактивных источников.

Аварии с выбросом биологически опасных веществ:

- аварии с выбросом (угрозой выброса) биологически опасных веществ на предприятиях и в НИИ;
- аварии на транспорте с выбросом (угрозой выброса) биологически опасных веществ;
- утрата биологически опасных материалов.

Внезапное обрушение зданий, сооружений:

- обрушение элементов транспортных коммуникаций;
- обрушение производственных зданий и сооружений;
- обрушение зданий и сооружений жилого, социально-бытового и культурного назначения.

Аварии на электроэнергетических системах:

- аварии на автономных электростанциях с длительным перерывом электроснабжения всех потребителей;
- аварии на электроэнергетических системах (сетях) с длительным перерывом электроснабжения основных потребителей или обширных территорий;
- выход из строя транспортных электроконтактных сетей.

Аварии на системах коммунального обеспечения:

- аварии на канализационных системах с массовым выбросом загрязняющих веществ;
- аварии на тепловых сетях (системах горячего водоснабжения) в холодное время года;
- аварии в системах снабжения населения питьевой водой;
- аварии на коммунальных газопроводах.

Аварии на очистных сооружениях:

- аварии на очистных сооружениях сточных вод промышленных предприятий с массовым выбросом загрязняющих веществ;
- аварии на очистных сооружениях промышленных газов с массовым выбросом загрязняющих веществ.

Гидродинамические аварии:

- прорывы плотин (дамб, шлюзов, перемычек и др.) с образованием волн прорыва и катастрофических затоплений;
- прорывы плотин (дамб, шлюзов, перемычек и др.) с образованием прорывного паводка;
- прорывы плотин (дамб, шлюзов, перемычек и др.), повлекшие смыв плодородных почв или отложение наносов на обширных территориях.

Техногенные кризисные явления, связанные с морской средой, можно разделить на две группы: в первую из них входят те, которые возникают в море и оказывают непосредственное воздействие на морскую экосистему, ко второй относятся явления, возникающие на суше и оказывающие, как правило, опосредованное воздействие на морскую среду. Примером опосредованного воздействия на морскую среду техногенных кризисных явлений, происходящих на суше, являются последствия аварий на очистных сооружениях с массовым выбросом в море загрязняющих веществ, а также аварий на объектах переработки и хранения легковоспламеняющихся горючих материалов в тех случаях, когда сами объекты располагаются непосредственно в приморской зоне или в портах.

Из техногенных событий, оказывающих непосредственное влияние на морскую среду, в первую очередь следует выделить транспортные аварии. Черное море является важным транспортным узлом для пассажирских и грузовых потоков. В последние годы выросла его роль в транспортировке нефти (до 54 млн. тонн в год). По оценкам, через акваторию Черного моря осуществляется 23% российского, 74% казахстанского и 65% азербайджанского нефтяного экспорта. Растут объемы перевозок морем и других потенциально опасных грузов – аммиака, удобрений и т.д.

Основные тенденции в развитии природных и антропогенных кризисных явлений.

Мировые данные о более чем 5000 природных катастрофах в 92 странах мира, представленные в Июкогаме на Всемирной конференции по уменьшению опасности стихийных бедствий (1994 г.), позволили заключить, что наводнения, тропические ураганы, засухи и землетрясения доминируют в мире по числу событий и негативным последствиям для населения и экономики. На их долю приходится соответственно 32, 30, 22 и 10% от общего числа природных катастроф в мире за 30-летний период. Выявлен устойчивый рост числа значимых природных катастроф на Земле, выделенных по нанесенному экономическому ущербу (рост в 4,1 раза), числу пострадавших (3,5 раза) и числу погибших (2,1 раза) людей [1]. Рост общего числа природных катастроф в мире с 1900 по 2002 гг. иллюстрирует рисунок 3.1.1.

По данным *UNESCO* и *ISDR* в мировой статистике природных катастроф преобладают гидрометеорологические катастрофы, которые по данным за 1994 – 2003 гг. составляют 75% от общего числа кризисных событий. В этот же период на геологические природные катастрофы приходится 9%, биологические – 6%. Всего в 1990 – 2001 гг. зафиксировано около 2200 природных катастроф, связанных с водной средой, из них 50% составляют наводнения, 28% возникли непосредственно в морской среде, 11% приходится на засухи, 9% – на оползни, инициированные поступлением в грунт воды, 2% связаны с нехваткой питьевой воды.

В мире нет ни одного региона, где бы ни происходили крупнейшие природные бедствия. Особенно распространены разрушительные природные явления с максимальными экономическими ущербами на Азиатском континенте (39% от общего числа крупнейших катастроф), в Южной и Северной Америке (26%), Европе (13%), Африке (13%) и Океании (9%).

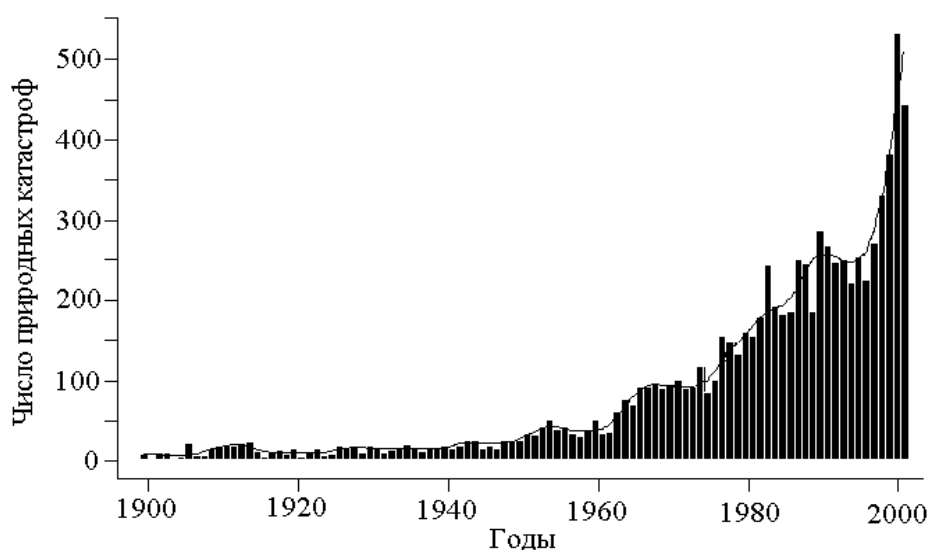


Рисунок 3.1.1. Изменение по годам общего числа природных катастроф в мире в XX веке [3].

Разные страны мира подвержены природным катастрофам неодинаково, но тенденция роста их числа в последние годы отмечена во многих регионах мира. Так, по данным МЧС России, за последние десять лет XX в. было зарегистрировано 2877 событий чрезвычайного характера, связанных с опасными природными процессами. Среднегодовое количество природных катастроф в последнее десятилетие уходящего столетия достигло 288 в год, в то время как в предыдущее десятилетие оно составляло 110 – 130 событий, т.е. произошел рост числа катастроф более чем в 2 раза. Наиболее быстрое увеличение отмечалось в 1997 – 1998 гг., что, возможно, связано с экстремальным подъемом среднегодовой температуры воздуха в эти годы. Вслед за этим в 1999 г. последовал значительный спад общего числа катастроф.

Важнейшая опасная тенденция развития природных катастроф – снижение защищенности людей и техносферы. Количество погибших на Земле от природных катастроф за последние 35 лет возрастало ежегодно в среднем на 4,3% и составило 3,8 млн. человек. Количество пострадавших увеличивалось ежегодно на 8,6% и достигло за этот же период времени 4,4 млрд. человек.

Данные ООН показывают, что техногенные катастрофы – третьи среди всех видов стихийных бедствий по числу погибших. На первом месте гидрометеорологические катастрофы, например, наводнения, ураганы и цунами, на втором – геологические, например, землетрясения, сходы селевых потоков и извержения вулканов.

Международный центр исследований эпидемии катастроф (CRED) на протяжении нескольких десятилетий составляет базу данных различных катастроф. Событие признается катастрофой, если оно отвечает хотя бы одному из четырех критериев: погибло 10 или более человек, 100 и более человек пострадало, местные власти объявили о введении чрезвычайного положения и/или пострадавшее государство обратилось за международной помощью.

Статистика показывает, что число техногенных катастроф в мире резко увеличилось с конца 1970-х гг. Особенно участились транспортные катастрофы, прежде всего морские и речные. При этом, несмотря на то, что страны Европы и Северной Америки обладают значительно более плотной транспортной и промышленной инфраструктурой, чем иные континенты, наибольшее число жертв этих катастроф приходится на Африку и Азию. По данным CRED, уровень смертности в результате техногенных катастроф, произошедших в 1994 – 2003 гг. в индустриально развитых странах составляет 0,9 погибшего на 1 млн. жителей, для наименее развитых стран он выше более чем в три раза – 3,1 смертельных случая на 1 млн. человек. Человеческие ошибки обуславливают сейчас 45% экстремальных ситуаций на атомных станциях, 80% авиакатастроф и более 80% катастроф на море. Этот показатель для автодорожных аварий еще выше.

В Украине общее число природных, техногенных и социально-политических чрезвычайных ситуаций в последние три года снижается, что следует из диаграммы, представленной на рисунке 3.1.2.

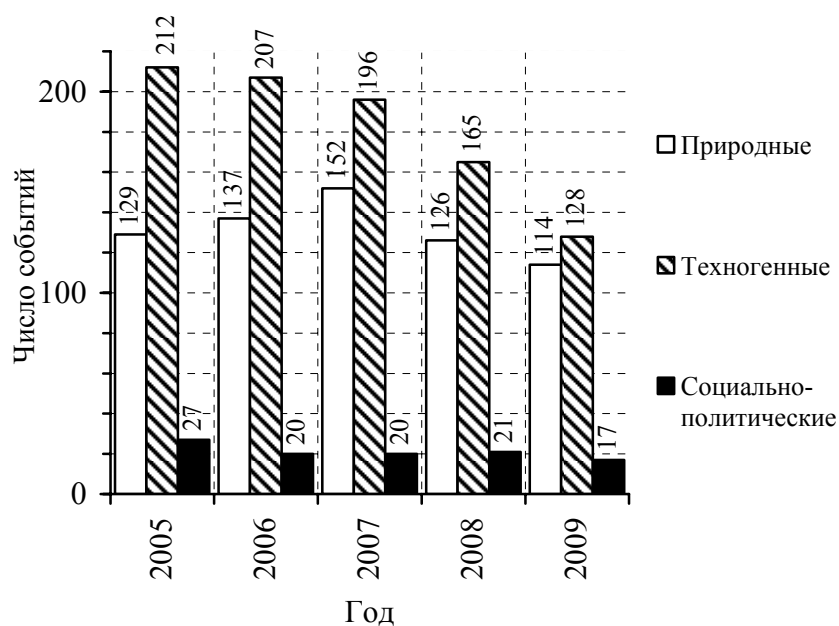


Рисунок 3.1.2. Изменение в 2005 – 2009 гг. числа природных, техногенных и социально-политических чрезвычайных ситуаций в Украине [4].

По данным национального отчета [4] в результате чрезвычайных ситуаций в Украине в 2009 г. погибло 356 человек и пострадало 1511. Наибольшее число событий зарегистрировано в Донецкой (31), Николаевской (18), Харьковской (16), Луганской (16), Львовской (16) областях и в АР Крым (16). Среди чрезвычайных ситуаций природного и техногенного генезиса доминировали события медико-биологической природы, пожары, аварии на транспорте и в системах жизнеобеспечения.

Природные кризисные явления в Черноморском регионе.

Перечень морских и атмосферных природных явлений Черноморского региона, которые сопровождались ощутимыми негативными последствиями для экономики и экологии региона, здоровья людей и рекреации, весьма обширен [2, 5]. Он кардинально отличается от списка наиболее значимых природных катастрофических явлений в мире. К наиболее важным с точки зрения экономической и экологической безопасности Черноморского региона можно отнести следующие гидрометеорологические явления:

- аномальные подъемы и опускания уровня моря метеорологического происхождения (сгонно-нагонные ветровые и анемобарические колебания уровня моря у берега);
- штормовые ветры, вызванные, в частности, прохождением средиземноморских циклонов;
- штормовые волны;
- цунами, вызванные землетрясениями и/или оползнями;
- тягун в портах;
- сверхдальнее распространение соленых вод в устья рек;
- аномальные ледовые условия и раннее образование припая;
- апвеллинг в летний период года;
- аномальные температуры воздуха и связанные с ними явления (новороссийская бора, крымская бора);
- смерчи на суше и в море, пылевые бури;
- обильные дожди;
- туман над акваторией моря.

В тех случаях, когда магнитуа, площадь воздействия и продолжительность события такова, что оно привело или может привести к человеческим жертвам, существенному экономическому ущербу и/или ощутимым негативным последствиям для экологии региона, явление классифицируется как особо опасное, создающее чрезвычайную ситуацию [6]. Повторяемость явления высокой интенсивности характеризует степень риска для данного района подвергнуться действию этого природного явления.

Нельзя также не упомянуть о достаточно высокой сейсмической активности региона, которая создает потенциальную опасность сильных землетрясений на суше и под дном Черного моря [7].

Кроме этого, морская вода в Черном море глубже 150 – 200 м «заражена» сероводородом, концентрация которого у дна достигает 11– 14 мл·л⁻¹ [8]. Поэтому основная толща моря не содержит живых организмов, за исключением ряда анаэробных серных бактерий. Считается, что сероводород в Черном море образуется, главным образом, в результате жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий, резко выраженной вертикальной стратификации воды и слабого вертикального обмена.

Для определения статистических характеристик природных катастроф гидрометеорологической природы необходимо располагать соответствующей базой данных о произошедших за определенный период (желательно большой) опасных явлениях в море и атмосфере. В настоящее время она отсутствует по многим типам природных катастроф.

В конце 90-х годов Морским отделением УкрНИГМИ (Севастополь) была собрана база данных о числе различных особо опасных гидрометеорологических явлений в Черноморском бассейне (включая устья рек) за период с 1990 по 1996 гг. Она включала 111 опасных гидрометеорологических событий.

Обобщенные данные о числе особо опасных гидрометеорологических явлений в Черноморском бассейне (включая устья рек) за шестилетний период наблюдений приведены на рисунке 3.1.3.

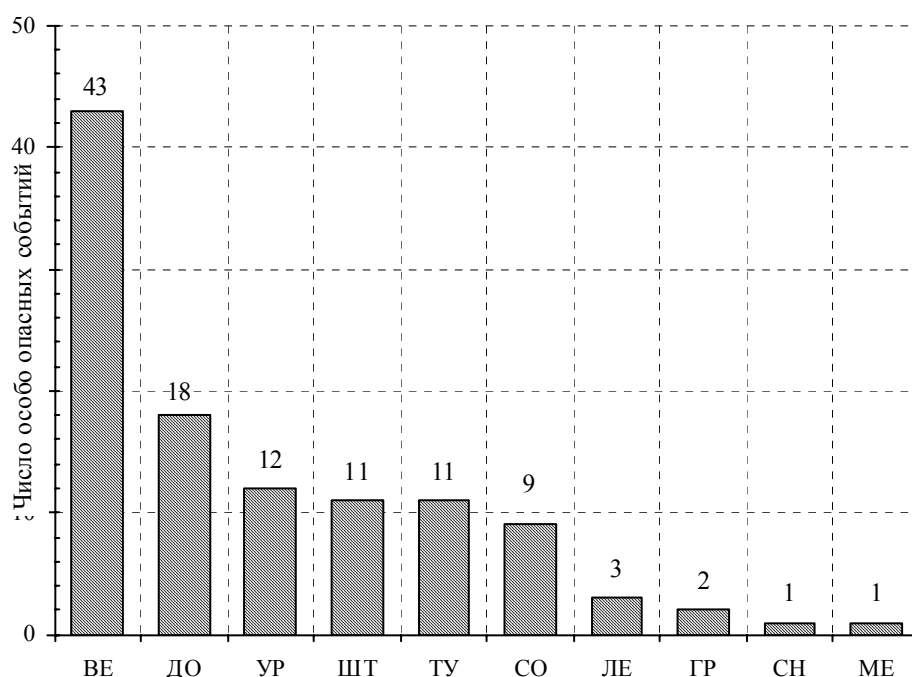


Рисунок 3.1.3. Число особо опасных гидрометеорологических природных явлений в 1990 – 1996 гг. в Черноморском регионе: ВЕ – сильный ветер; ДО – обильный дождь; УР – аномальные подъемы или понижения уровня моря; ШТ – шторм; ТУ – туман; СО – вхождение соленых вод в устья рек; ЛЕ – раннее образование льда; ГР – град; СН – снег; МЕ – метель.

Лидерами опасных природных явлений в этот период были: сильные ветры (39%), обильные дожди (16%), подъемы и/или опускания уровня моря выше и ниже критических отметок (11%), штормовые волны (10%), туманы (10%) и вхождение соленых вод в устья рек (8%). При отборе событий использованы критерии особо опасных гидрологических и метеорологических явлений, используемые в работе гидрометеопостов [9].

Все районы Черноморского региона подвергались воздействию тех или иных опасных природных явлений [2]. Ограничимся только краткой характеристикой некоторых типов таких явлений.

Аномальные колебания уровня Черного моря. По данным срочных наблюдений в 1923 – 1995 гг. наиболее высокие и самые низкие положения

уровня наблюдаются в районе северо-западного шельфа Черного моря [10]. Здесь размах колебаний уровня моря достигает 2,75 м. Особенно велик он в районе Одессы. Разность абсолютных экстремумов уровня составляет около 3 м и уменьшается в восточном направлении. У берегов Крыма она менее 1 м, у берегов Кавказа возрастает до 1,5 – 2 м. Наиболее значительные сгонно-нагонные колебания уровня наблюдаются в осенне-зимний период в западной и северо-западной частях Черного моря.

Штормовые ветры и сопутствующие им *штормовые волны* входят в первую четверку доминирующих в регионе опасных природных явлений (см. рис. 3.1.3). Северо-восточная часть Черного моря характеризуется наиболее интенсивной штормовой деятельностью. По данным работы [11] большие скорости ветра отмечаются практически на всех участках побережья Черного моря и во все сезоны года. Тем не менее, выделяются зоны повышенной ветровой активности, где среднееголетние значения скорости ветра превышают $5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ (Мысовое, Тамань, Анапа). Самые сильные ветры наблюдаются над открытой частью моря, а также в районе Новороссийска ("новороссийская бора") и в Керченском проливе [12].

Шторм 11 ноября 2007 г., начавшийся накануне в районе порта «Кавказ», – яркий пример разрушительного морского события последних лет. Он является сильнейшим за последние 30 лет. Скорость ветра в Керченском проливе достигала $32 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, а волнение моря – 6 – 7 баллов (высоты волн до 4 – 9 м).

Вхождение соленых вод в устья рек. Это явление неоднократно наблюдалось в устьях рек юга Украины (Днестр, Дунай, Южный Буг), впадающих в Черное море. Оно сопровождается нарушениями водоснабжения населенных пунктов и орошаемых сельскохозяйственных угодий, гибелью некоторых видов речных организмов, негативными последствиями для экологии региона.

Исключительно дальнейшее проникновение соленой воды в устье Южного Буга наблюдалось 4 сентября 1986 г. Анализ распределения солёности в Днепро-Бугском лимане показал, что вода с солёностью 8‰, а это в 2,7 раза больше порогового значения 3‰, достигла Николаева. Солёность воды в поверхностном слое колебалась в пределах 0,65 – 6,62‰.

Второй случай (7 – 9 сентября 1994 г.) – типичен для региона. В этот период проявилось влияние на распределение солёности в Днепро-Бугской устьевой области пониженного стока Днепра. Солёность в поверхностном слое изменялась в пределах 0,31 – 1,1‰. В это же время у дна солёность резко возрастала, достигая 8,33‰ на мористом участке дельты Днепра. В придонном слое вода с солёностью более 1‰ распространилась в устье Днепра на 18 км. В придонном слое халоклин распространился вверх по реке на 27,7 км.

Аномальные ледовые условия – нередкое явление для северо-западной части Черного моря [2, 12]. Отмечены случаи проникновения льдов в пролив. По оценке Морского отделения УкрНИГМИ, основанном на анализе данных за период с 1926 по 1995 гг., аномальные ледовые сезоны с угрозой для безопасности мореплавания случаются в северо-западной части Черного моря не реже одного раза в 10 лет. Наиболее суровыми были зимы 1929, 1954 и 1985 гг.

Черноморские цунами возбуждались сейсмическими источниками в море и на суше. Это явление за последние два тысячелетия наблюдалось вдоль побережья Черном море около двух десятков раз. Для четырех землетрясений XX века цунами с высотами до 1 м зарегистрированы мареографами вдоль Крымского и Кавказского участков черноморского побережья. Некоторые цунами древних времен высотой до 3 – 5 м и были разрушительными. Общая характеристика черноморских цунами дана в работах [13 – 15].

Тягун в портах проявляется в сильных колебаниях уровня моря в бухтах. Он приводит к опасным для судов горизонтальным перемещениям. В Черном море это явление отмечено в 12: Туапсе, Сочи, Поти, Батуми, Самсун, Гиресун, Бургас, Варна, Констанца, Ильичевск, Ялта, Феодосия и в некоторых Севастопольских бухтах [16, 17]. Наиболее часто тягун наблюдается в зимний период.

Сероводородное заражение Черного моря. Воды Черного моря обладают редкой особенностью: ниже глубин 60–150 м практически по всей акватории моря располагается зона сероводородного заражения [8]. Ближе всего к поверхности моря верхняя граница H_2S располагается в центральных районах восточной и западной частей моря. Критерий катастрофичности для этого явления, т.е. критическая глубина залегания верхней границы сероводородной зоны, при которой возможна угроза химического заражения региона при выходе сероводорода в атмосферу под воздействием внешних факторов, не определен.

Бора – холодная масса воздуха с резким фронтом, свергающаяся мощным потоком с гор. Явление наблюдается на Кавказском побережье между Анапой и Туапсе и известно как новороссийская бора [2]. Такие события нарушают судоходство и функционирование хозяйственных объектов, что приводит к значительным экономическим потерям. Бора наблюдается в среднем 46 дней в году с максимумом числа событий в ноябре. Из этих дней половина характеризуется ветром со скоростью не менее $20 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Максимальная скорость северо-восточного ветра при боре в Новороссийске составляет $40 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, на Мархотском перевале (высота около 400 м), со стороны которого бора обрушивается на город, $60 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ и более. Продолжительность боры – 1 – 3 сут., но иногда и 7 – 10 сут.

Смерчи наиболее часто наблюдаются вдоль Кавказского побережья Черного моря. Смерч – это атмосферный вихрь, в котором происходит постоянное вращение воздуха против часовой стрелки с подъемом воздуха вверх. Внутри такого вихря давление понижено.

Смерч причиняет катастрофические разрушения вследствие весьма значительной силы ветрового напора и большой разности давления в нем и окружающем пространстве. Сильный смерч в 1991 г. в районе Туапсе привел к разрушению ряда поселков [2]. Смерчи возникали в различных частях Черноморского региона, включая район Севастополя.

Пылевые бури отмечены на юге Украины [2]. Они сопровождаются гибелью сельскохозяйственных культур и ухудшением плодородия земель.

Туманы. В Крыму наиболее часто туманы бывают зимой и весной, реже осенью и очень редко в летнее время [18]. На территории полуострова туманы распределяются крайне неравномерно. В среднем за год на Южном берегу

бывает 10 – 20, в степных районах – 25 – 35, в предгорье – 50 – 80 туманных дней. В горах число дней с туманами возрастает до 180 – 200 в год. Наиболее часто туманы над Черным морем возникают в апреле-мае и в конце осени. Северо-западный район характеризуется наибольшим на Черном море числом дней с туманом (38 – 60 сут.).

Чаще всего туман – явление неблагоприятное. Он нарушает авиатransпорт, поскольку для безопасного взлета видимость на полосе должна быть не менее 500 м. Опасен туман и для автомобильного транспорта. В дни с туманами число аварий в среднем в 2,5 раза больше, чем в обычные дни.

Обсуждая природные кризисные явления в зоне Черного моря, нельзя не упомянуть и об *астероидно-кометной опасности*, связанной с возможным падением космических тел. Для оценки уровня космической угрозы используется специальная 10-балльная Туринская шкала астероидной опасности (0 – 10), аналогичная известной шкале Рихтера в сейсмологии.

Различают два типа катастроф космической природы: ударно-столкновительная, когда не разрушенные в атмосфере части космического объекта сталкиваются с поверхностью Земли, образуя на ней кратеры, и воздушно-взрывная, при которой космический объект полностью разрушается в атмосфере (Тунгусская катастрофа).

Последствия катастроф, возникающих при воздействии на Землю космических объектов, могут быть природно-климатические (нарушение климатического и экологического баланса, эрозия почвы, необратимые и обратимые воздействия на флору и фауну, загазованность атмосферы окислами азота, обильные кислотные дожди, разрушение озонового слоя атмосферы, массовые пожары; гибель и поражение людей), экономические (разрушение объектов экономики, инженерных сооружений и коммуникаций, в том числе разрушение и повреждение транспортных магистралей), культурно-исторические (разрушение культурно-исторических ценностей), политические (возможное осложнение международной обстановки, связанной с миграцией населения из мест катастрофы, и ослабление отдельных государств).

Нельзя исключать потенциальную возможность падения космического тела в бассейн Черного моря, что может привести к генерации землетрясений, обвалов скал и оползней, разрушительных цунами [19]. Более того, некоторые исследователи полагают [20], что при падении астероида в Черное море возможен выброс в атмосферу большого количества сероводорода, способного вызвать химическое заражение региона.

Что касается возникновения чрезвычайных ситуаций гидрометеорологической природы в Украине в целом, то их динамику за последние 13 лет характеризует рисунок 3.1.4. Наблюдается некоторая тенденция к уменьшению числа событий в этот период.

По данным МЧС Украины чрезвычайные ситуации гидрометеорологического происхождения в 2009 г. распределяются по административному уровню следующим образом: 16 (50%) – региональный уровень; 11 (34%) – городской уровень; 5 (16%) – объектовый уровень.

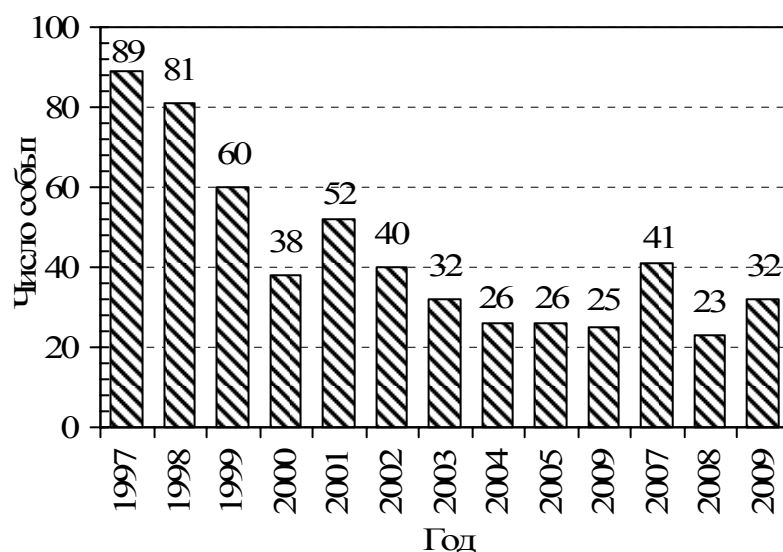


Рисунок 3.1.4. Число чрезвычайных ситуаций гидрометеорологического происхождения в 1997 – 2009 гг. на территории Украины [4].

Антропогенные кризисные явления в Черноморском регионе.

Черноморское побережье и зоны водосбора рек, впадающих в Черное море, являются районами с высоким антропогенным воздействием. Эти районы плотно заселены, в них активно функционируют многочисленные объекты рекреации.

Среди основных факторов, представляющих опасность для экологии региона можно выделить следующие:

- вынос реками загрязняющих веществ в Черное море, особенно стоками с сельскохозяйственных полей, содержащих минеральные удобрения, в особенности, нитраты и фосфаты. Это влечёт за собой эвтрофикацию морских вод, а, как следствие, – бурный рост фитопланктона (интенсивное развитие сине-зелёных водорослей), уменьшение прозрачности вод, гибель многоклеточных водорослей;
- загрязнение вод нефтью и нефтепродуктами. Как следствие, это приводит к гибели морских организмов и животных, попавших в нефтяные пятна, а также загрязнению атмосферы за счет испарения с поверхности моря нефти и нефтепродуктов;
- загрязнение вод отходами человеческой жизнедеятельности – сброс неочищенных или плохо очищенных сточных вод и т.п.;
- массовый вылов рыбы. Запрещенное, но повсеместно используемое донное траление, уничтожающее донные биоценозы;
- изменение состава и уменьшение количества особей, мутация живых организмов под воздействием антропогенных факторов.

Ежегодно Дунай выносит в Черное море 280 тонн кадмия, 60 тонн ртути, 4,5 тыс. тонн олова, 6 тыс. тонн цинка, 1 тыс. тонн хрома и 50 тыс. тонн жидкого топлива. Остальные реки, которые вливаются в Черное море – Днепр, Днестр,

Южный Буг, – также загрязняют бассейн Черного моря тысячами тонн кадмия, меди, олова, цинка, нитратов и фосфора.

По данным мониторинга, проводимого Госинспекцией охраны Черного моря, основные загрязнители морской среды – нефтепродукты, особенно в акваториях морских портов. Так, в Одесском, Ильичевском и Керченском портах содержание нефтепродуктов в морской воде нередко превышает предельно допустимую концентрацию в 1,5—2 раза.

Все сказанное выше позволяет утверждать, что экологическое состояние Чёрного моря за последнее десятилетие не улучшилось, несмотря на снижение экономической активности ряда причерноморских государств.

Основным международным документом, регулирующим вопросы охраны Черного моря, является Конвенция о защите Чёрного моря от загрязнения, подписанная шестью черноморскими странами – Болгарией, Грузией, Россией, Румынией, Турцией и Украиной в 1992 г. в Бухаресте (Бухарестская конвенция). Также в июне 1994 г. представителями Австрии, Болгарии, Хорватии, Чешской Республики, Германии, Венгрии, Молдавии, Румынии, Словакии, Словении, Украины и Европейского союза в Софии была подписана Конвенция о сотрудничестве по защите и устойчивому развитию реки Дунай. Как результат указанных соглашений, были созданы Черноморская комиссия (Стамбул) и Международная комиссия по охране реки Дунай (Вена). Данные организации осуществляют координацию природоохранных программ в рамках конвенций.

Крупнейшей за последние годы стала экологическая катастрофа 11 ноября 2007 г., когда в Керченском проливе в результате шторма были выброшены на берег или затонули 10 судов. В море попало от 2 до 4 тыс. тонн мазута и около 7 тыс. тонн серы, что привело к беспрецедентному загрязнению острова Тузла, дна и прибрежных территорий Керченского пролива, гибели рыбы, дельфинов и птиц. Планы по прокладке трубопроводов различного назначения по дну Черного моря также расширяют перечень возможных техногенных кризисных явлений в регионе.

Другая зона риска – проливы Босфор и Дарданеллы. Это единственные ворота из Черного моря в Мировой океан для Украины, Болгарии, Румынии, Грузии и важнейшая транспортная артерия для России и Турции. Поэтому обеспечение безопасности судоходства и снижение вероятности возникновения экологической катастрофы в этих проливах можно отнести к важнейшим задачам всех государств Черноморского региона.

За последние 50 лет в зоне проливов произошло около 500 чрезвычайных происшествий, из которых 40 можно отнести к весьма значительным. Только в 1983 – 1993 гг. здесь произошло 167 крупных аварий. Серьезный инцидент случился в марте 1994 г. при столкновении танкера «Nassia» с сухогрузом «Ship Brouker». В результате погибло 34 человека, а из-за разлива нефти образовалась нефтяная пленка большой площади. Пролив был закрыт на несколько дней.

29 декабря 1999 г. в проливе Босфор из-за сильного штормового ветра потерпел аварию российский танкер «Волганефть-248» с 4,3 тыс. тонн мазута. Под ударами поперечных штормовых волн корпус судна раскололся пополам в полутора милях от пригорода Стамбула. Из отсеков, поврежденных в результате

разлома судна, в море вылилось почти 10^3 тонн мазута. Один человек погиб. Только в феврале 2001 г. в проливе Босфор произошло три столкновения судов. По чистой случайности не возникла экологическая катастрофа, хотя на одном из кораблей перевозилось сырье для химических удобрений.

Было бы ошибочно считать основной угрозой для Стамбула с более чем 10-миллионным населением только танкеры. Любое крупное судно, полностью заправленное топливом, почти так же опасно для экологии региона, как и танкер.

Экология Черного моря зависит, прежде всего, от состояния морских экосистем и влияния на них больших объемов загрязняющих веществ. Главные источники загрязнения Черного моря – крупные и малые реки, возвратные воды с точечных и диффузионных береговых источников, а также загрязнения с судов и других морских транспортных средств.

Наличие нефтепродуктов и прочих нечистот в прибрежных водах – обычно следствие аварийных разливов с судов и береговых объектов, а также сброса балластных вод с судов. Например, в результате аварийной ситуации на мальтийском судне «Афениан Фейс» в 1997 г. в акваторию Одесского морского торгового порта было сброшено 49,5 т нефтепродуктов. В 2000 г. с норвежского судна «Огс Америка» в акваторию порта Южный попало около 8 т, в конце 2001 г. в акваторию Одесского порта с берегового объекта вылилось 3,8 т нефтепродуктов.

Значительные загрязнения создают дополнительные нагрузки на ассимиляционную способность морских экосистем, что вместе с другими негативными процессами в морской среде приводит к деградации экосистем Черного моря, в частности, к ухудшению качества морских вод.

Список литературы

1. *Осипов В.И.* Природные катастрофы на рубеже XXI века // Вестник Российской академии наук. – 2001. – 71, № 4. – С. 291 – 302.
2. *Шнюков Е.Ф., Митин Л.И., Цемко В.П.* Катастрофы в Черном море. – Киев: Манускрипт, 1994. – 296 с.
3. The role of science in physical natural hazard assessment // Report to the UK Government by the Natural hazard working group. – 2005. – 42 p.
4. *Аніщенко В.Л., Волошин С.М., Колесніченко Ю.Ю., Кронотов П.П. та інші.* Національна доповідь про стан техногенної та природної безпеки в Україні у 2009 році. – МНС України, 2009 (http://www.mns.gov.ua/content/annual_report_2009.html).
5. *Доценко С.Ф., Еремеев В.Н.* Состояние и перспективы исследований природных катастроф Азово-Черноморского бассейна // Фундаментальные и прикладные проблемы мониторинга и прогноза стихийных бедствий. – Киев: Изд-во Общества «Знание», 1999. – Ч. 1. – С. 87 - 95.
6. Про порядок кваліфікації надзвичайних ситуацій // Постанова Кабінету Міністрів України від 15 липня 1998 р. – № 1099. – 21 с.
7. *Пустовитенко Б.Г., Кульчицкий В.Е.* Сейсмичность Черноморской впадины // Геофизический журнал. – 1991. – № 3. – С. 14 – 19.

8. *Eremeev V.N., Suvorov A.M., Godin E.A., Khaliulin A.Kh., et al.* Hydrochemistry and dynamics of H₂S zone in the Black Sea. – UNESCO: Paris, 1996. – 150 p.
9. Положение о порядке составления и передачи предложений о возникновении стихийных (особо опасных) гидрометеорологических и гелиографических явлений и экстремально высоком загрязнении природной среды. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 30 с.
10. *Горячкин Ю.Н., Иванов В.А.* Уровень Черного моря: прошлое, настоящее и будущее. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2006. – 210 с.
11. *Репетин Л.Н., Белокопытов В.Н.* Режим ветра над побережьем и шельфом северо-восточной части Черного моря // Наук. праці УкрНДГМІ. – 2008. – Вип. 257. – С. 84 – 105.
12. Проект "Моря СССР". Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. IV. Черное море. Вып. 1. Гидрометеорологические исследования. – С.-Петербург: Гидрометеиздат, 1991. – 429 с.
13. *Соловьева О.Н., Доценко С.Ф., Кузин И.П., Левин Б.В.* Цунами в Черном море: исторические события, сейсмические источники и закономерности распространения // Океанология. – 2004. – 44, № 5. – С. 679 – 685.
14. *Yalçiner A., Pelinovsky E., Talipova T. et al.* Tsunami in the Black Sea: comparison of the historical, instrumental and numerical data // J. Geophys. Res. – 2004. – 109, № C12023. – 13 p.
15. *Доценко С.Ф., Ингеров А.В.* Характеристики черноморских цунами по данным измерений // Морской гидрофизический журнал. – 2007. – № 1. – С. 21 – 31.
16. *Рабинович А.Б.* Длинные гравитационные волны в океане: захват, резонанс, излучение. – С.-Петербург: Гидрометеиздат, 1993. – 325 с.
17. *Манилюк Л.С., Балинец Н.А.* Тягун в портах Черного моря // Метеорология и гидрология. – 2005. – № 9. – С. 120 – 123.
18. *Вахов В.И.* Целебный климат. – Симферополь: Таврия, 1979. – 80 с.
19. *Kharif C., Pelinovsky E.* The near Earth objects: possible impactors of the Earth. Asteroid impact tsunamis // C. R. Physique. – 2005. – 6, №3. – P. 361 – 366.
20. *Badescu V.* Release of hydrogen sulfide by asteroid impacts in Black Sea and risk for inland human population // Environmental Toxicology. – 2007. – 22, № 5. – P. 510 – 524.

3.2. ДОЛГОПЕРИОДНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА ЧЕРНОГО МОРЯ: УСТОЙЧИВОЕ СОСТОЯНИЕ И КЛИМАТИЧЕСКИЕ СДВИГИ

По мере накопления океанографических данных увеличивается количество исследований долгопериодных изменений термохалинной структуры вод отдельных морей Мирового океана, в том числе и Черного моря. В работах различных исследователей [1 – 23, 34 – 37] показано, что временная изменчивость на межгодовом и десятилетнем масштабе в Черном море может быть существенной. Это связано со значительной изменчивостью поля ветра, теплового и водного баланса на этих масштабах, а также с резкой плотностной стратификацией моря, ограничивающей толщину деятельного слоя, что приводит к быстрой реакции верхнего слоя моря на внешние воздействия. В качестве обобщений исследований изменчивости отдельных элементов термохалинной структуры можно считать работы, рассматривающие долгопериодные изменения гидрологического режима моря как единого целого с оценками степени влияния внешних воздействий и реакции самого бассейна.

В работе использовались данные измерений температуры и солёности в Черном море из банка океанографических данных МГИ НАНУ (>150 тыс. станций, 1910 – 2009 гг.), данные наблюдений на береговых гидрометеорологических станциях (1912 – 2008 гг.), массив реанализа гидрофизических полей Черного моря за 1971 – 1993 гг. [21 – 23, 30].

Долгопериодная изменчивость в поверхностном слое моря.

Межгодовые и декадные колебания температуры воды в деятельном слое моря уступают лишь сезонным колебаниям. В ХПС и слое основного пикноклина они превышают по амплитуде сезонные колебания. Долгопериодная изменчивость температуры воды максимальна в летний сезон, наибольших значений она достигает в северной части моря ($\sigma = 1.4 - 2.0^\circ\text{C}$) [18].

По оценкам фаз долгопериодных колебаний температуры воды на поверхности Черного моря, полученным по данным судовых наблюдений (рис. 3.2.1), в последние 50 лет отрицательный тренд температуры сменился на положительный в конце 1970-х – начале 1980-х гг. для летнего периода года, и в середине 1990-х для зимнего периода. Для среднегодовых значений смена знака тенденции приходится на середину 1980-х. Сравнение с долговременными тенденциями поверхностной температуры воды в других районах Мирового океана, в частности, в умеренных широтах Атлантического океана, а также во всем северном полушарии [24, 25] показывает, что смена тренда в Черном море произошла на десятилетие позже, такое же запаздывание наблюдается и в Средиземном море [26].

Наличие отрицательного тренда температуры в поверхностном слое моря отмечалось еще в работах, выполненных в 1980-х гг. [1 – 3]. В дальнейшем [5 – 8] было отмечено продолжение снижения температуры поверхностного слоя в зимний период и предложены возможные причины этой тенденции. В работе

[5] понижение температуры объясняется увеличением выхолаживания, связанного с уменьшением толщины верхнего перемешанного слоя, как следствие подъема пикноклина. Другие авторы [7 – 8] связывали похолодание поверхностных вод зимой с положительным зимним трендом стока рек и осадков, температура которых обычно ниже температуры поверхности моря. Однако следует учитывать, что отрицательный тренд в этот период соответствовал общей тенденции в Северном полушарии. Также существует высокая корреляционная связь зимней температуры воды в Черном море и адвекции холодного воздуха, количественно выражающееся через сумму градусо-дней мороза [9, 11].

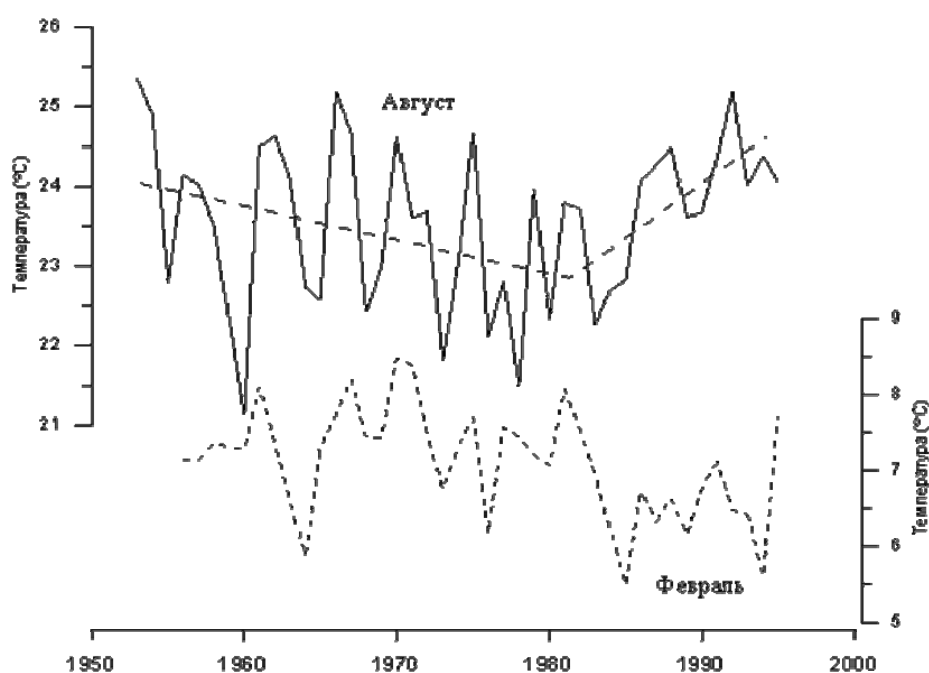


Рисунок 3.2.1. Среднесезонные значения температуры воды на поверхности в феврале и августе в западной части Черного моря (район 43 – 45° с.ш., 30 – 33° в.д., штриховой линией изображен кусочно-линейный тренд).

Устойчивый положительный тренд температуры воды в последние 30 лет также выявлен в работах по анализу спутниковых данных о температуре поверхности моря [13 – 16].

Наблюдения за температурой воды на береговых станциях свидетельствуют о том, что в XX веке подобные смены знака тренда среднегодовых значений температуры в Черном море прежде соответствовали времени наступления локальных экстремумов временного хода температуры в северном полушарии – в 1940-х и в 1960-х. Также следует отметить, что существуют значительные отличия в фазах низкочастотных колебаний температуры воды между сезонами, поэтому время смены знака тренда для летнего и зимнего сезонов может не совпадать (рис. 3.2.2).

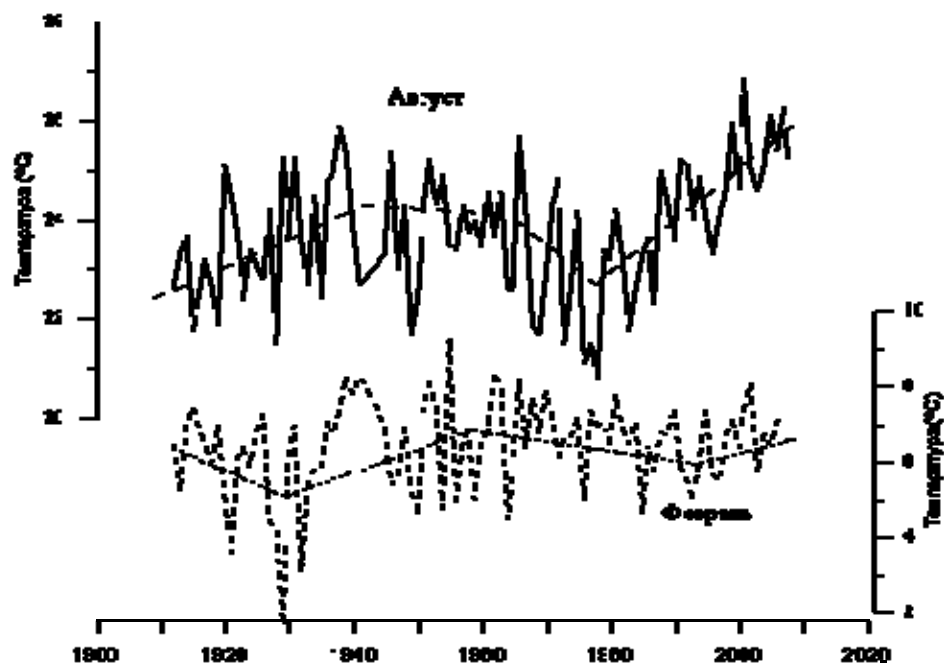


Рисунок 3.2.2. Среднемесячные значения температуры воды на поверхности в феврале и августе на станции Севастополь (штриховой линией изображен кусочно-линейный тренд).

Для солёности долгопериодные колебания являются преобладающими в общем спектре временной изменчивости, их амплитуда в поверхностном слое максимальна в период года с наибольшим распреснением вод (май – июль). Максимумы изменчивости располагаются в областях максимального воздействия речного стока: на северо-западном шельфе вблизи устьев Дуная и Днестра ($\sigma = 1.5 - 2\text{‰}$), а также у побережья юго-восточной части моря ($\sigma = 0.5 - 1\text{‰}$). В центральной части моря межгодовая изменчивость солёности минимальна ($\sigma = 0.2\text{‰}$) [18].

При анализе многолетнего хода солёности воды в поверхностном слое моря (рис. 3.2.3) обнаруживается её рост от 1920-х гг. до конца 1950-х, а затем постепенное снижение в течение последних 50 лет. На фоне вековых, низкочастотных колебаний заметна десятилетняя изменчивость с периодом около 20 лет. Следует отметить, что современный отрицательный тренд солёности в Чёрном море $\sim 0,04\text{‰}$ за десятилетие соответствует отрицательным трендам солёности Атлантического и Тихого океанов в умеренных широтах [27, 28], несмотря на явные региональные отличия формирования солевого баланса, и противоположен положительному тренду в Средиземном море [26]. Монотонное понижение поверхностной солёности отмечалось также в работах, выполненных в 1980-х гг. [1 – 3].

Сопоставление межгодовых колебаний солёности с пресным балансом моря (речной сток плюс осадки минус испарение), рассчитанных по методике ГОИНа [2] в МО УкрНИГМИ (наиболее длинный и полный ряд водного баланса Чёрного моря, рис. 3.2.4), показывает, что общее снижение солёности в целом

соответствует увеличению поступления пресных вод в бассейн. На межгодовом масштабе временной изменчивости корреляция солености в открытом море и пресного баланса невысока ($r = 0,5$), а при использовании данных о солености на береговых станциях (рис. 3.2.3) корреляция становится еще меньше. Существуют объективные трудности для корректного расчета водного баланса моря, в том числе атмосферных осадков и испарения. Тем не менее, данный временной ряд расчетных значений пресного баланса хорошо соответствует многолетним колебаниям уровня моря, измеряемого на уровневых постах ($r = 0,7$, рис. 3.2.5).

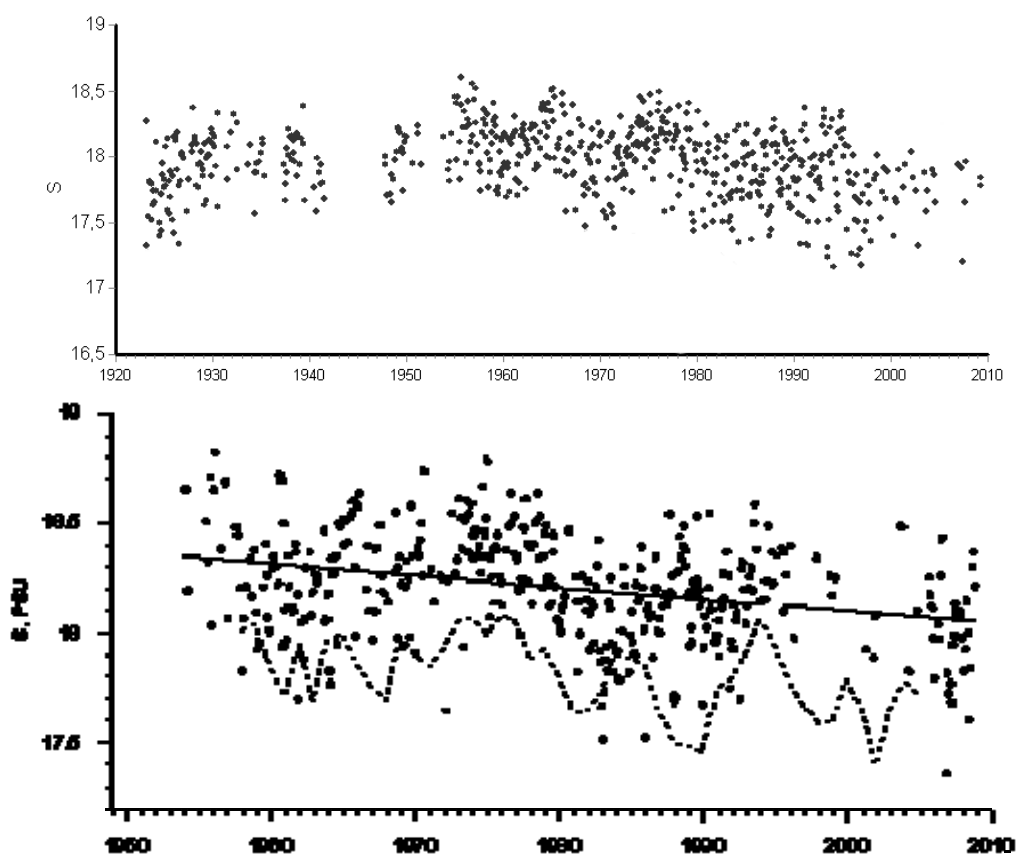


Рисунок 3.2.3. Среднемесячные значения солености воды в поверхностном слое западной части Черного моря в районе $43 - 45^\circ$ с.ш., $30 - 33^\circ$ в.д. На нижнем графике период 1955 – 2010 гг. показан в увеличенном масштабе (прямая – линейный тренд) с добавлением среднегодовых значений солености по станциям Херсонесский маяк, Ялта и Феодосия (штриховая линия).

Если оценивать статистическую связь солености поверхностного слоя только с речным стоком (сумма годового стока Дуная и Днепра), как наиболее надежно определяемой части пресного баланса, то корреляция практически отсутствует. Очевидно, что кроме пресного баланса существенную роль играют

и другие составляющие бюджета соли – вертикальный обмен и водообмен через проливы.

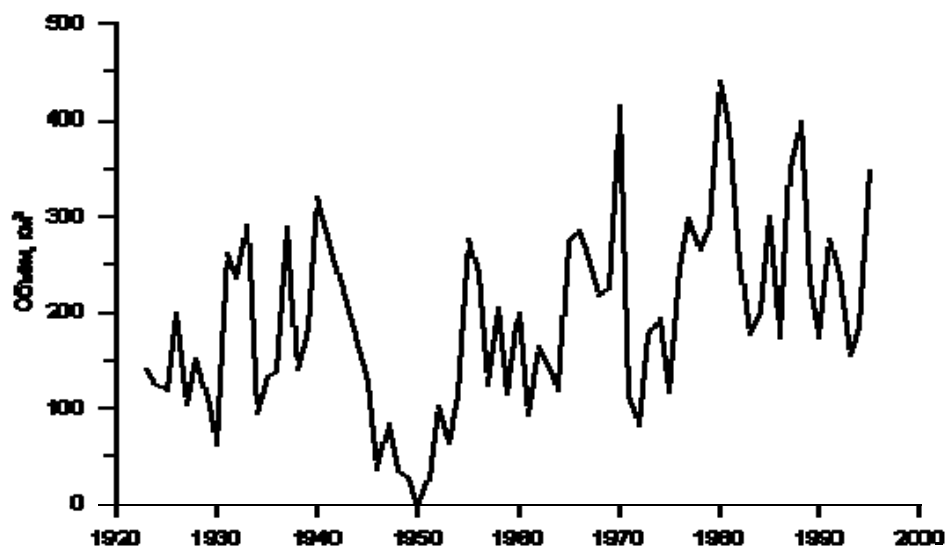


Рисунок 3.2.4. Среднегодовые значения пресного баланса Черного моря, рассчитанных по методике СО ГОИНа [2].

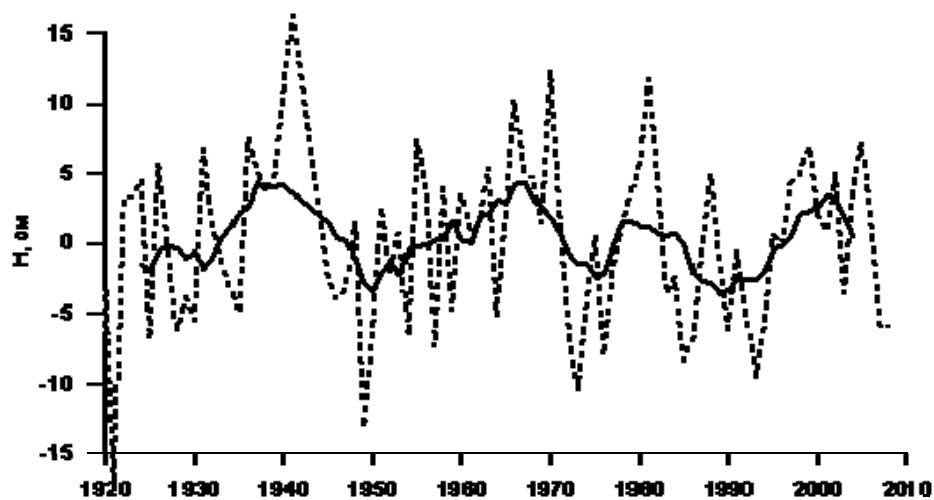


Рисунок 3.2.5. Среднегодовые значения уровня моря на станции Севастополь в виде аномалий от среднего значения за 80 лет и вычитания линейного тренда (сплошная линия – 9-точечное скользящее среднее).

При оценке долгопериодных изменений климата Мирового океана кроме временных рядов температуры и солёности на отдельных горизонтах также часто рассматривают характеристики отдельных водных масс, характеризующие медленные, устойчивые изменения океана, а также служащие косвенными

показателями изменчивости крупномасштабных процессов в системе океан-атмосфера.

В верхнем слое Черного моря выделяют две поверхностные водные массы: *поверхностную* (*верхнюю черноморскую водную массу* [29]), занимающую глубоководную часть моря ($S = 17,8-18,3$, $\sigma_t < 14,2$) и *прибрежную* ($S < 17,8\text{‰}$) – ту часть *поверхностной* водной массы, которая испытывает непосредственное влияние речного стока в прибрежных районах. К подповерхностным водным массам относится *холодный промежуточный слой* (ХПС) – слой минимальных температур между сезонным термоклином и основным пикноклином, являющийся результатом зимнего конвективного перемешивания в центрах циклонических круговоротов и в шельфовых районах ($\sigma_t = 14,2-14,8$, традиционный критерий – изотерма 8°C).

Для оценки межгодовой изменчивости объема основных водных масс были выбрано 45 синоптических океанографических съемок, охватывающих всю акваторию Черного моря за период 1957-1995 гг. Для каждой съемки рассчитывались объемы вод, а также их среднемесячные аномалии как разности между объемами вод для данной съемки и климатическими объемами вод для соответствующего месяца. Средний сезонный ход объема водных масс был рассчитан на основе климатического массива термохалинных полей.

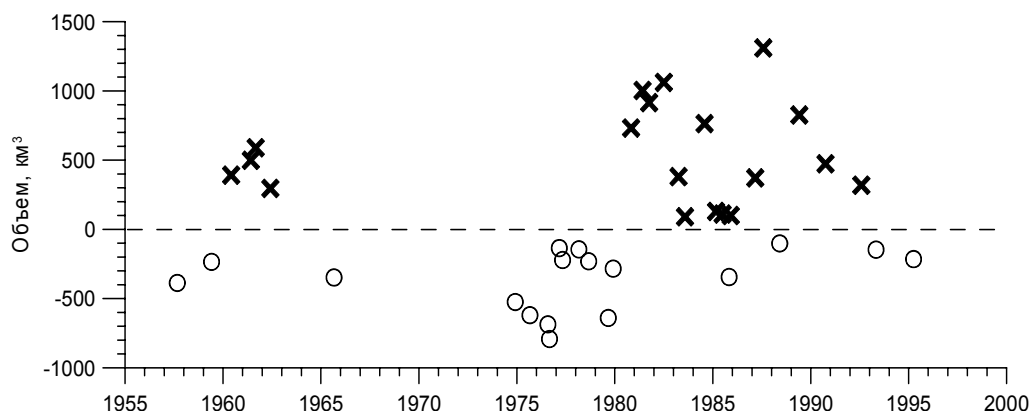


Рисунок 3.2.6. Среднемесячные аномалии объема (км^3) прибрежной водной массы Черного моря (o – отрицательные аномалии, x – положительные аномалии).

Средний объем поверхностной водной массы составляет около 2,3% от всего объема моря. Эта водная масса представляет собой деятельный слой глубоководной части моря, располагается над ХПС, характеризуется значительной сезонной изменчивостью термической структуры, высокими вертикальными градиентами температуры и солености. Долгопериодные изменения ее термохалинных характеристик наиболее выражены на поверхности моря (рис. 3.2.1 – 3.2.3).

В многолетних колебаниях объема *прибрежной* водной массы (~20% от ее среднего объема по климатическим данным) выделяется два периода: преобладание отрицательных аномалий в 1964 – 1980 гг. и преобладание

положительных аномалий в 1981–1992 гг. (рис. 3.2.6). Средний объем водной массы составляет 0,5% от всего объема моря, средние сезонные изменения объема вод достигают ~30%.

Средний объем ХПС приблизительно равен среднему объему поверхностной водной массы и составляет 2,2% от всего объема моря. Сезонные изменения объема вод ХПС достигают ~30% от его среднего объема, многолетние колебания среднемесячных аномалий объема вод (рис. 3.2.7) составляют ~20%. На рисунке 3.2.8 показан многолетний ход температуры воды в ядре ХПС (на глубине минимума температуры).

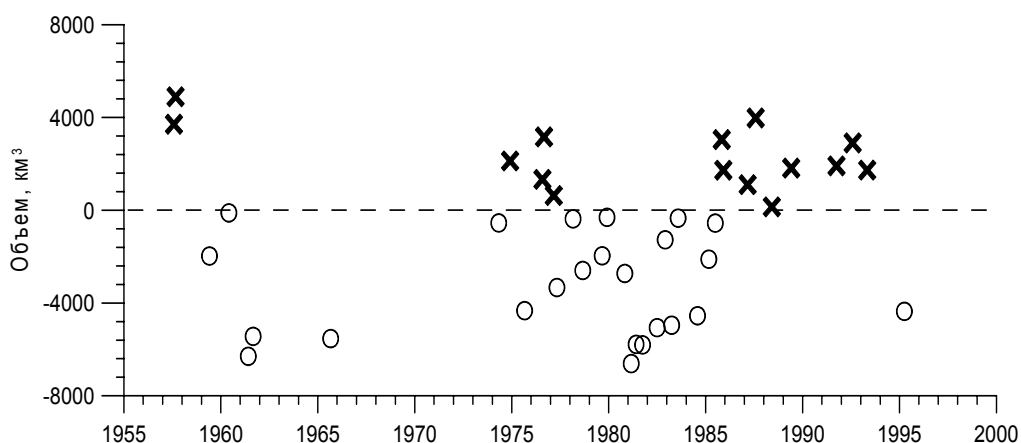


Рисунок 3.2.7. Среднемесячные аномалии объема (км^3) ХПС.
(обозначения как на рис. 3.2.6).

Объем вод ХПС и температура в ядре являются интегральным показателем интенсивности вентиляции верхнего слоя моря в зимний период. В последние 50 лет наблюдается чередование периодов интенсивности вентиляции: в 1950-е гг. – обновление вод ХПС выше климатической нормы, в 1960 – 1970-е гг. – слабое обновление, в 1985 – 1995 гг. – выше нормы, после 1995г. – слабое обновление.

В работах, посвященных изменчивости ХПС, например [9 – 12], межгодовые колебания характеристик данной водной массы чаще всего связывают с метеорологическими условиями – охлаждением поверхности моря в зимний период.

При анализе пространственного распределения температуры воды на поверхности в зимний период по спутниковым данным, начиная с 1986 г., выявлено, что межгодовые колебания в основных районах формирования ХПС – восточном и западном циклонических круговоротах, полностью согласованы по знаку аномалий. До 2002 г. интенсивность обновления вод была выше в восточном круговороте, в 2003 – 2005 гг. – в западном.

Долгопериодная изменчивость в промежуточном слое моря.

Основные тенденции долгопериодных термохалинных изменений в слое основного пикноклина в 20 веке выражаются в понижении температуры и солености от 1920-х гг. до 1960-х, далее повышении до середины 1980-х гг. и

последующем их понижении до 2000 г. (рис. 3.2.9). Данные современных наблюдений, в частности, буев-профилемеров АРГО, свидетельствуют о возобновлении тенденции к повышению температуры и солёности, однако, для точных оценок необходимо провести дополнительную коррекцию данных, вызванную нестабильностью во времени измерительных датчиков АРГО.

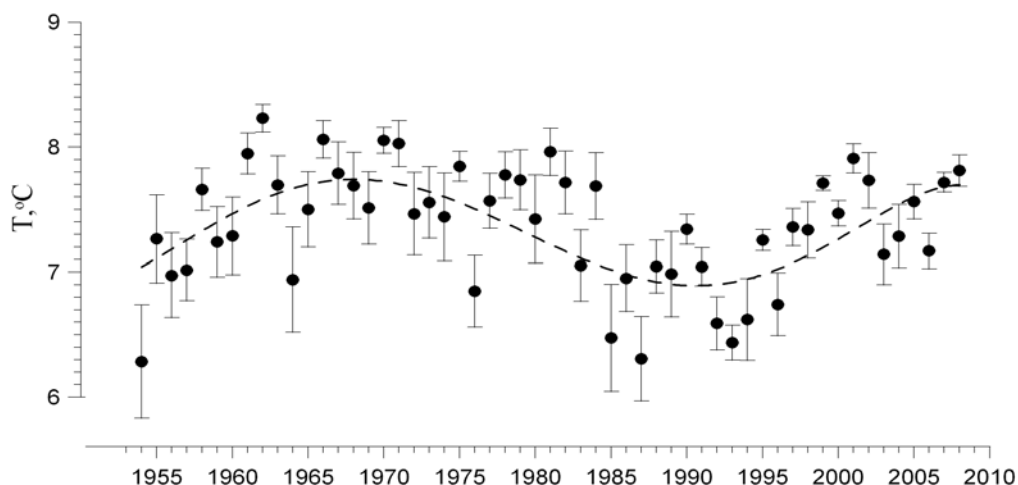


Рисунок 3.2.8. Временной ход средней температуры в ядре ХПС за период май – ноябрь каждого года (отрезками изображен разброс значений, соответствующий $\pm 1 \sigma$, штриховой линией – аппроксимация полиномом 6-й степени).

Повышение температуры и солёности в слое основного пикноклина впервые было отмечено в работах [1 – 3]. В качестве основных причин выявленных тенденций предлагалось: подъем глубинных слоев к поверхности моря [4], усиление стратификации и ослабление вертикального обмена из-за увеличения стока рек [2].

В работе [19] выявлена положительная связь между солёностью в слое 30-150 в Черном море и солёностью поверхностных вод в Эгейском море, что, по мнению авторов, объясняет увеличение солёности в области пикноклина изменением характеристик средиземноморских вод, поступающих с нижнебосфорским течением. Совпадение общих тенденций к увеличению солёности может быть аргументом в пользу такого объяснения. Однако, по оценкам расходов нижнебосфорского течения по методике [2], основанных на методе А.К. Богдановой, увеличение пресного баланса в последние 50 лет приводит к уменьшению притока средиземноморских вод. Вопрос о том, насколько увеличение солёности поступающих вод компенсируется уменьшением объема вод, остается открытым.

Межгодовая изменчивость среднегодовых значений температуры и солёности в глубинных слоях (более 1000 м) рассмотрена в [17], где также делается вывод о наличии положительного тренда солёности в западной части моря для периода 1955 – 1980 гг. и отрицательного в последующие годы.

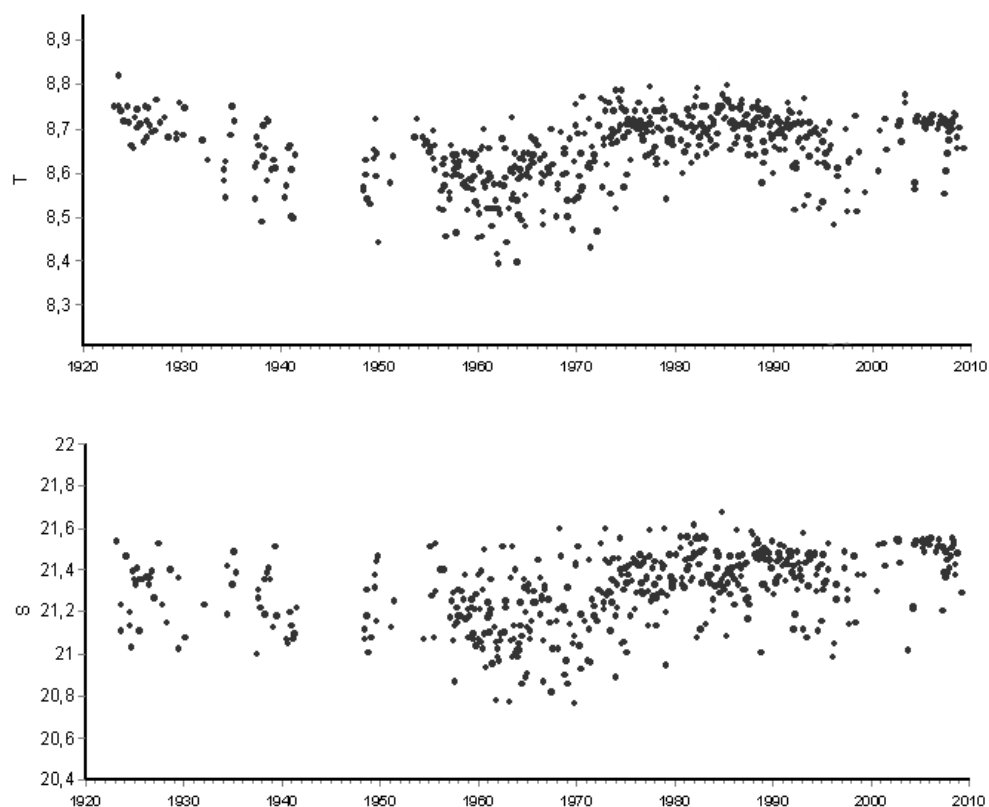


Рисунок 3.2.9. Среднемесячные значения температуры и солёности на горизонте 200 м в западной части Черного моря (район 43 – 45° с.ш., 30 – 33° в.д.).

Указанные выше низкочастотные колебания характерны для *промежуточной водной массы*. Ее можно характеризовать как зону трансформации между ХПС и глубинными водами. Верхняя граница промежуточной водной массы располагается в слое 50-100 м ($\sigma_t = 14.8$, $S = 18.9 - 19.0\text{‰}$), нижнюю границу обычно относят к глубинам 1100 – 1200 м ($\sigma_t = 17.195$, $S = 22.30\text{‰}$). Верхняя граница соответствует максимальному градиенту плотности в слое основного галоклина (0.04‰ m^{-1}). При данном делении водных масс она занимает в Черном море наибольший объем (55%) [18]. За нижнюю границу промежуточных вод можно принимать и естественную физическую границу – слой от 500 до 700 м с однородной потенциальной температурой, который четко выделяется на основе измерений, произведенных в последние десятилетия высокоточными CTD зондами. Тогда объем промежуточной водной массы формально сократится примерно в два раза, до 25 – 30%, соответственно увеличив долю глубинных вод. Но и в этом случае промежуточный слой останется тем слоем моря, где долгопериодные колебания термохалинных характеристик наиболее значимы, так как в глубинных слоях эти колебания малы, а поверхностные и подповерхностные водные массы составляют в

совокупности не более 5% от всего объема моря, в то время как амплитуды колебаний солености в этих слоях сопоставимы и только для температуры воды изменчивость в верхнем слое моря максимальна.

Межгодовая изменчивость циркуляции вод.

В Черном море хорошо выражена сезонная изменчивость геострофической циркуляции, она рассмотрена в большом количестве работ, в том числе [1, 2, 18, 36, 37]. Наиболее характерная особенность сезонного цикла – периодическое перераспределение интенсивности циркуляции вод между западной и восточной частями моря. С апреля по июль более интенсивен западный циклонический круговорот, зимой и в конце лета – восточный круговорот, с октября по декабрь оба круговорота имеют примерно равную интенсивность. На рисунке 3.2.10 изображен средний сезонный ход динамической топографии вдоль двух характерных разрезов, пересекающих западную и восточную часть моря. На этом рисунке можно проследить попеременное усиление циклонических круговоротов, а также сезонный ход квазистационарных антициклонических вихрей: Севастопольского – верхняя часть рисунка 3.2.10б, Сакарья – нижняя часть рисунка 3.2.10б и Батумского – нижняя часть рисунка 3.2.10в.

Исследования долгопериодной изменчивости циркуляции вод стали проводиться лишь в последние годы. В работах [20, 37], где оценивались изменения интенсивности геострофической циркуляции в Черном море по десятилетним периодам, выявлены разнонаправленные тенденции за последние 50 лет: усиление в верхнем слое моря и ослабление в слое основного пикноклина. Аналогичные выводы сделаны в [21 – 23] на основе более короткого ряда наблюдений.

Для оценки межгодовой изменчивости геострофической циркуляции и возможных климатических сдвигов был использован массив реанализа гидрофизических полей Черного моря за 1971 – 1993 гг. [21 – 23, 30]. Выполнение реанализа производилось посредством ассимиляции ежемесячных массивов данных измерений температуры и солености в численной модели циркуляции вод моря с учетом атмосферного воздействия и стока рек. Использовалась региональная модель [31], основанная на версии модели POM (Princeton Ocean Model) [32]. Атмосферное воздействие задавалось средиземноморским массивом глобального реанализа ERA-40, созданного в Европейском центре среднесрочных прогнозов погоды ECMWF [33] с пространственным разрешением $1,125^\circ \times 1,125^\circ$ и временной дискретностью 6 часов.

На рисунке 3.2.11 представлен временной ряд среднемесячных значений динамической топографии на разрезах в западной и восточной частей моря (рис. 3.2.10а) по данным реанализа, из которого можно сделать вывод, что сезонный цикл геострофической циркуляции за данный 20-летний период качественно не менялся. Из рисунка 3.2.12, где представлены среднемесячные нормированные аномалии от климатических значений динамической топографии для тех же разрезов, также нельзя сделать вывод о существенных изменениях циркуляции вод. Есть некоторые основания считать, что в период 1983 – 1993 гг. циркуляция была более стабильной, чем в предшествующий десятилетний период (особенно

в восточной части моря), т.к. количество аномалий >1 с.к.о. сократилось. Говорить о режимном сдвиге, отмечаемом в [36], где он связывается с известным климатическим сдвигом 1976 – 1978 гг., для геострофической циркуляции не приходится.

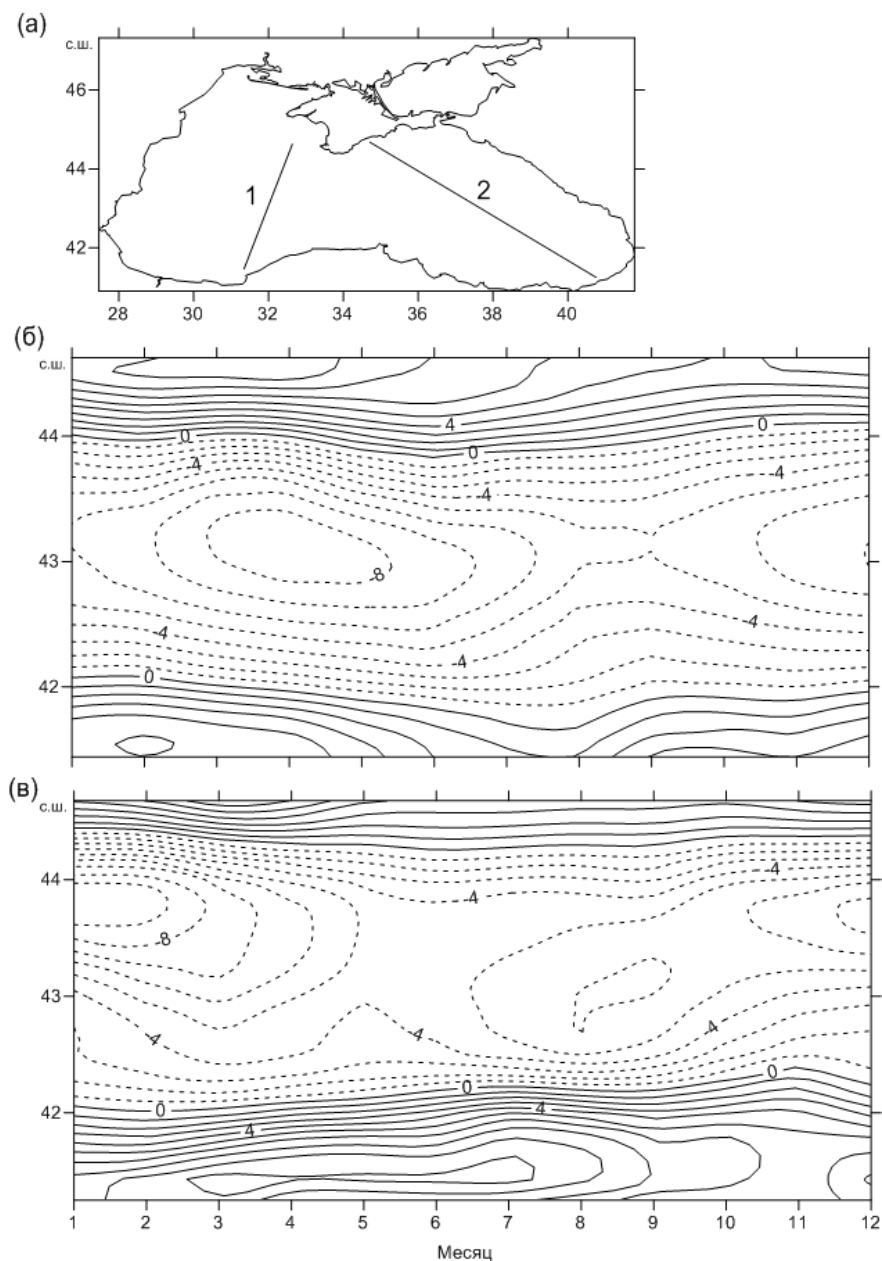


Рисунок 3.2.10. Сезонный ход динамической топографии 0 – 300 дб, дин.см в Черном море. (а) – положение разрезов; (б) – отклонения от средней динамической высоты на разрезе 1; (в) – то же, на разрезе 2 (штриховыми линиями изображены отрицательные отклонения, сплошными – положительные).

Примечательным является поведение аномалий на рисунке 3.2.12, осредненных за год отдельно для западной и восточной частей моря (рис. 3.2.13). Межгодовые колебания происходят в противофазе: в те годы, когда в западной половине моря значения динамических высот выше климатической нормы, в восточной половине они ниже, и наоборот. Процесс подобен стоячей волне с периодом около 4–5 лет.

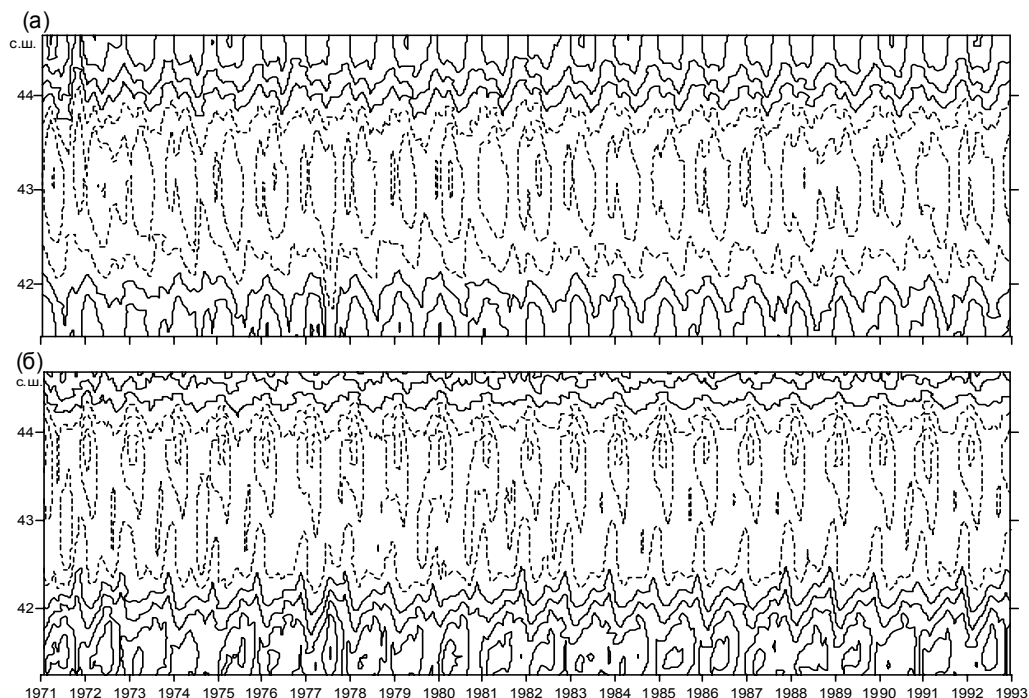


Рисунок 3.2.11. Среднемесячные значения динамической топографии 0 – 300 дб, дин.см в Черном море за период 1971 – 1993 гг.: (а) – на разрезе 1; (б) – на разрезе 2 (условные обозначения как на рис. 3.2.10, изолинии проведены через 3 дин.см).

При анализе временного хода интенсивности геострофической циркуляции, которую можно оценить по перепаду динамических высот между центром и периферией моря, хорошо прослеживаются различия между западной и восточной половинами моря. В среднем сезонном цикле (рис. 3.2.14) эти отличия заключаются в том, что в западной половине моря существует один максимум (апрель, 17,5 дин.см), а в восточной половине – два: основной в феврале (18,5 дин.см) и локальный в июле (15 дин.см). Межгодовые колебания среднегодовых значений перепада динамических высот для западной половины моря не имеют четко выраженного тренда, а в восточной части моря хорошо видна положительная тенденция (рис. 3.2.15). Это противоречит работе [34], где на основе анализа гидрологических данных на стандартных разрезах сделан вывод о перераспределении энергии между круговоротами и интенсификации циркуляции в западном круговороте. Однако следует учесть, что в [34] рассматривается только зимний сезон и период 1960 – 1980 гг.

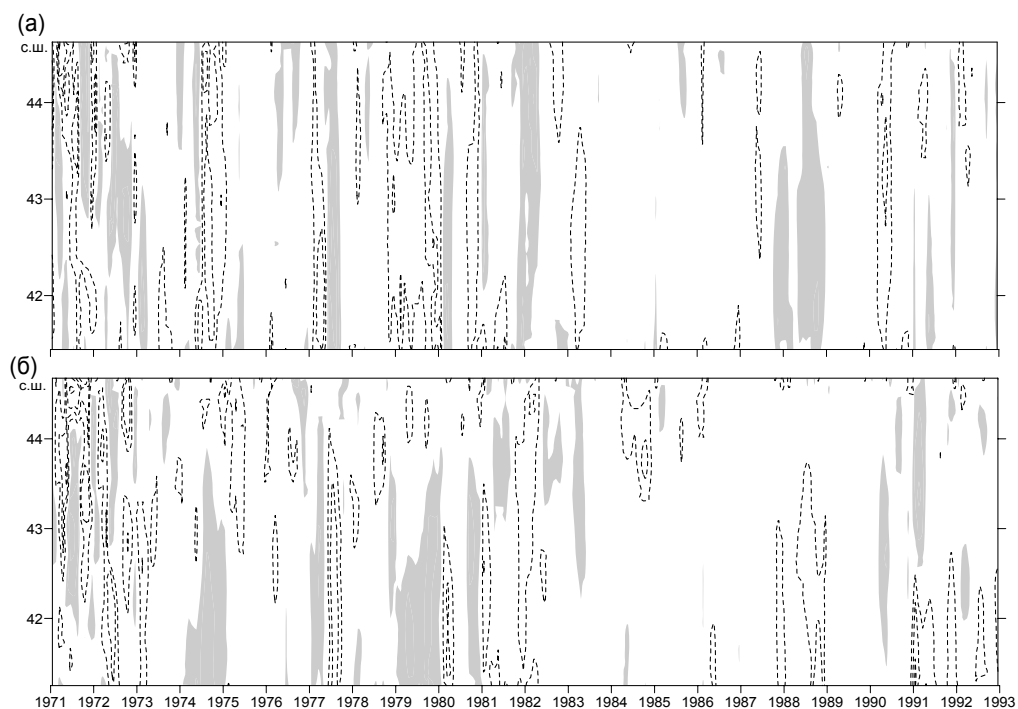


Рисунок 3.2.12. Среднемесячные нормированные на 1 с.к.о. аномалии динамической топографии от климатических значений (рис. 3.2.10) в Черном море за период 1971 – 1993 гг.: (а) – на разрезе 1; (б) – на разрезе 2, (отмечены аномалии >1 с.к.о., сплошная заливка – положительные аномалии, штриховая линия – отрицательные).

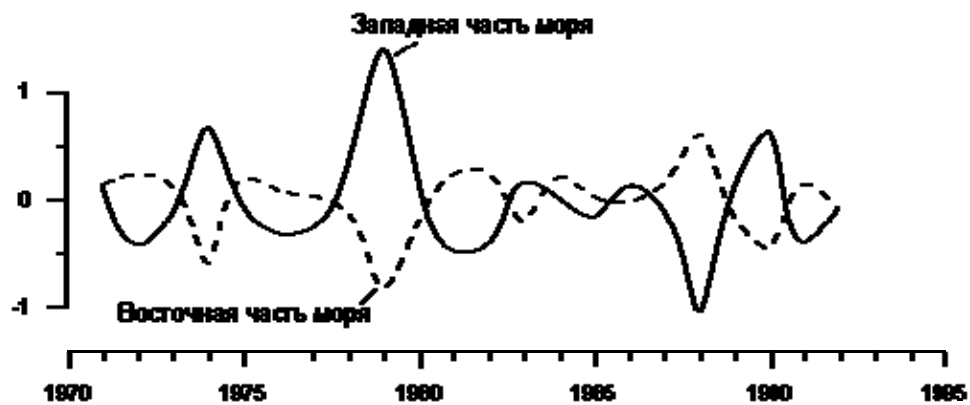


Рисунок 3.2.13. Среднегодовые нормированные аномалии динамической топографии (среднемесячные на рис. 3.2.12) в Черном море за период 1971 – 1993 гг. для западной и восточной частей моря (разрезы 1 и 2).

В целом по морю интенсивность циркуляции вод за рассматриваемый 20-летний период увеличивается. Из рисунка 3.2.15 видно, что основной вклад в возрастание интенсивности циркуляции вод вносит восточная часть моря.

Западная половина моря более стабильна, положительный тренд выражен слабо, размах межгодовых колебаний значительно ниже, чем в восточной части.

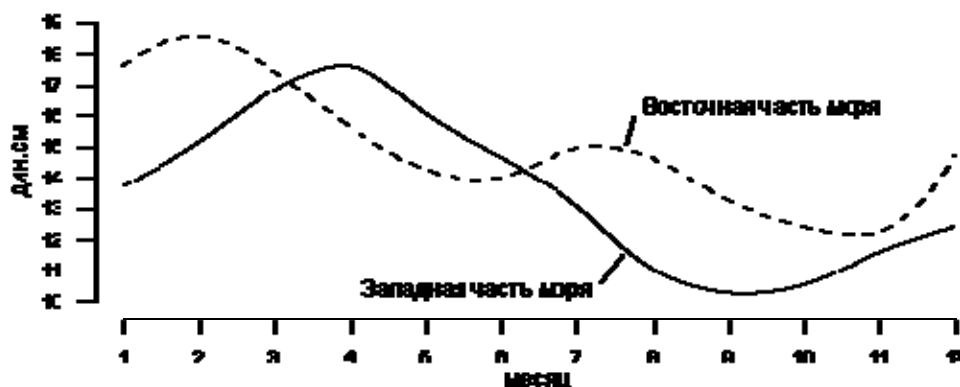


Рисунок 3.2.14. Сезонный ход перепада динамических высот 0 – 300 дб, дин.см, между центром и периферией для западной и восточной частей Черного моря.

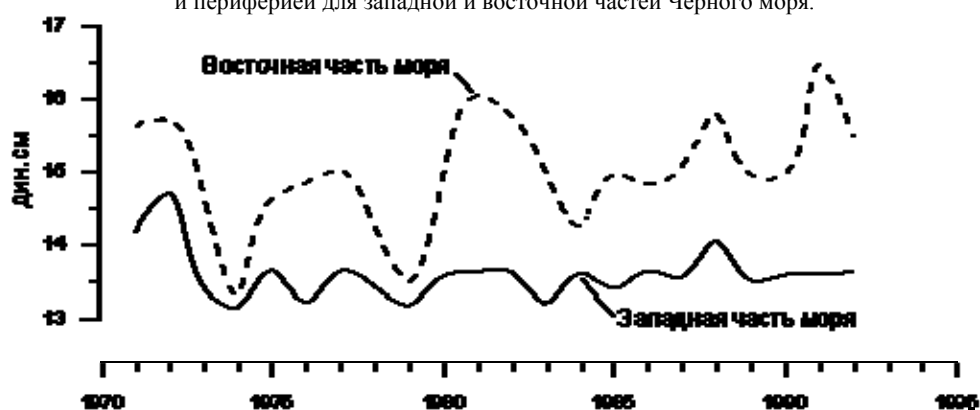


Рисунок 3.2.15. Среднегодовые значения перепада динамических высот 0 – 300 дб, дин.см, между центром и периферией для западной и восточной частей Черного моря.

Долгопериодные изменения гидрологического режима Черного моря.

Оценки долгопериодных изменений термохалинных характеристик в различных слоях Черного моря свидетельствуют о различных периодах и фазах колебаний в поверхностном, подповерхностном и промежуточном слоях, что приводит к периодическим изменениям вертикальной термохалинной структуры моря и гидрологического режима в целом. В поверхностном слое выделяются колебания с периодами ~20 лет для солёности и 4 – 5 лет для температуры, солёности и циркуляции вод. Ряды инструментальных наблюдений в бассейне Черного моря в основном не превышают 100 лет, поэтому трудно с определенностью говорить о периодах низкочастотных колебаний. По косвенным оценкам они составляют не менее 100 лет для температуры воды в летний сезон; ~60 лет для солёности и температуры воды в зимний сезон. В подповерхностном слое (ХПС) основной период для температуры воды

соответствует периоду поверхностного слоя для зимнего периода (~60 лет) на фоне которого выделяются более высокочастотные колебания, вызываемые сильной конвекцией в особо холодные зимы.

В промежуточном слое колебания температуры и солености также происходят с периодом ~60 лет. Основное отличие между поверхностным и промежуточными слоями моря состоит в фазовом сдвиге на половину периода, т.е. колебания происходят в противофазе. В 1950-1980-х гг. соленость в поверхностном слое достигала своих максимальных значений и минимальных – в промежуточном слое, в 1920-х и 1990-х, наоборот – минимальных в поверхностном, а максимальных в промежуточном. То же относится и к температуре воды, но более характерно для зимней температуры поверхностного слоя, т.к. для летнего сезона период колебаний больше. Противофазность изменений вертикальной термохалинной структуры в поверхностном и промежуточном слоях иллюстрирует рисунок 3.2.16, где показаны десятилетние аномалии температуры и солености по глубине для всего моря за последний 50-летний период.

В работах [6, 18, 19], где рассматриваются долгопериодная изменчивость термохалинных характеристик в различных слоях моря, также отмечено, что в поверхностном слое и промежуточном слоях наблюдаются противоположные тенденции. Разнонаправленные тенденции интенсивности циркуляции вод также выявлены в [20]: усиление в верхнем слое моря и ослабление в слое основного пикноклина.

В целом, преобладающий 60-летний период колебаний термохалинной структуры Черного моря соответствует периоду Атлантической мультideкадной осцилляции (АМО) – квазипериодическим изменениям температуры поверхности Северной Атлантики. АМО, которое многие исследователи считают низкочастотной модой Северо-атлантического колебания, оказывает большое влияние на климат Атлантико-Европейского региона, в том числе бассейна Черного моря, благодаря воздействию на количество и траектории циклонов, осадки, сток рек [35].

Для того чтобы оценить существование и продолжительность периодов с существенно различными гидрологическими режимами моря можно воспользоваться сравнением знаков аномалий таких показателей термохалинной структуры, как температура и соленость поверхностного слоя, ХПС и пикноклина (табл. 3.2.1).

По показателю ΔS_{0-200} , характеризующим вертикальную стратификацию вод по солености между поверхностью и основным галоклином, выделяются периоды повышенной стратификации: 1920 – 1930 гг. и 1980 – 2000 гг. и период пониженной стратификации 1940 – 1970 гг. Период 1940 – 1970 гг. характеризуется также и пониженной летней термической стратификацией по показателю $T_{0\text{летн.}} - T_{\text{хпс}}$ (T_0 зим.). Сделать вывод об усилении термической стратификации в периоды повышенной соленостной стратификации по аномалиям из таблицы 3.2.1 затруднительно, но об этом косвенно свидетельствуют временные ряды амплитуд сезонного хода температуры воды на береговых станциях, которые имеют максимумы именно в эти периоды.

Схематически последовательность смены гидрологических режимов можно представить в виде обобщенной схемы на рисунке 3.2.17.

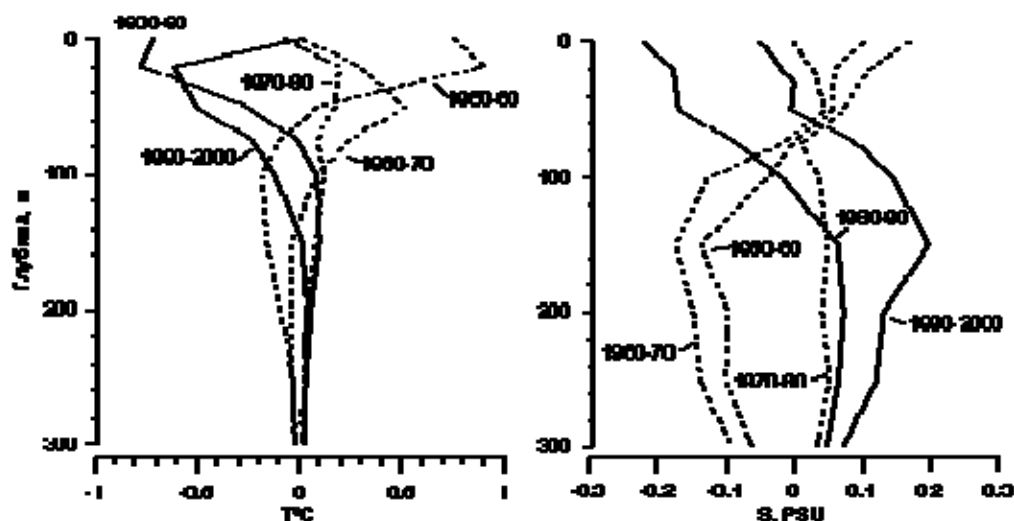


Рисунок 3.2.16. Вертикальное распределение аномалий температуры и солёности в Черном море по десятилетним периодам относительно средних значений за период 1950-2000 гг.

Таблица 3.2.1. Знаки аномалий показателей термохалинной структуры Черного моря по десятилетним периодам.

	1920-1930	1930-1940	1950-1960	1960-1970	1970-1980	1980-1990	1990-2000
T_0 летн.	–	+	0	0	–	–	0
T_0 зим.	–	+	+	+	0	–	–
T хпс			–	+	0	–	–
S_0	–	0	+	+	+	0	–
T_{200}	+	0	0	–	0	+	0
S_{200}	+	0	0	–	0	+	0
ΔS_{0-200}	+	0	–	–	–	+	+

Примечание: T_0 летн. – температура на поверхности в летний период; T_0 зим. – температура на поверхности в зимний период; T хпс – температура в ядре ХПС; S_0 – солёность на поверхности; T_{200} – температура на 200 м; S_{200} – солёность на 200 м; ΔS_{0-200} – разность солёности в слое 0 – 200 м; отрицательная аномалия; + положительная аномалия; 0 – климатическая норма.

30-летние периоды повышенной или пониженной вертикальной стратификации вод можно считать устойчивыми состояниями гидрологического режима. В переходные периоды, продолжительностью до 10 лет, происходит смена одного устойчивого состояния на другое. Последний переходный период 1970-х гг. характеризовался резким понижением солёности поверхностного слоя и одновременно увеличением солёности в галоклине, возрастанием интенсивности циркуляции вод. Аналогичные примеры изменений термохалинных характеристик приведены в [36], где они связываются с известным климатическим сдвигом 1976 – 1978 гг. Анализ имеющихся рядов

данных не позволяет уверенно говорить о каких-то аналогах климатических сдвигов гидрологического режима Черного моря. Скорее можно утверждать о признаках квазипериодического процесса.

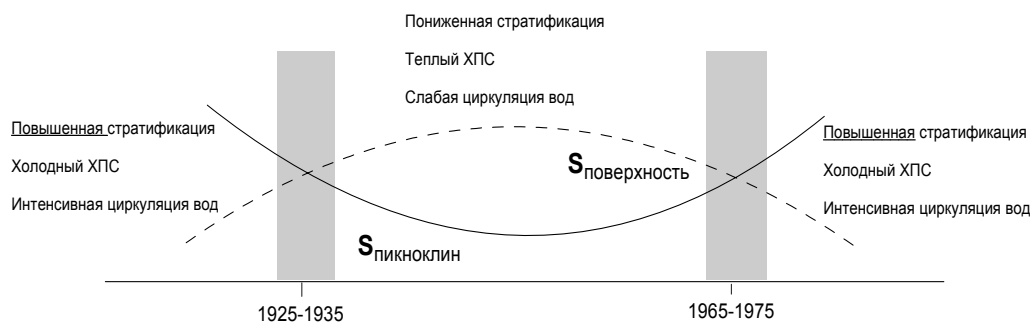


Рисунок 3.2.17. Обобщенная схема гидрологических режимов Черного моря в XX веке.

Предполагается, что Атлантическое мультидекадное колебание является основным крупномасштабным процессом, формирующим долгопериодную изменчивость гидрологического режима Черного моря. В отрицательную фазу АМО происходит смещение траекторий циклонов к югу, увеличение пресного баланса моря, в результате чего соленость поверхностного слоя понижается. Это сопровождается повышенными горизонтальными градиентами плотности между периферией и центральной частью моря, что приводит к возрастанию доступной потенциальной энергии, интенсификации циркуляции вод, подъему основного пикноклина и увеличению его солености. Как следствие наступает период повышенной плотностной стратификации вод. В положительную фазу АМО происходит обратный процесс. Холодные зимы в целом характерны для лет с повышенным водным балансом, поэтому в периоды повышенной стратификации интенсивность обновления ХПС в основном выше, чем в противоположную фазу.

Переходные периоды гидрологического режима Черного моря соответствуют аналогичным периодам, в течение которых происходит смена фаз АМО: в 1925–1935 с отрицательной на положительную, и в 1965–1975 гг. наоборот. На фоне основного 60-летнего периода существенную роль в изменчивость термохалинной структуры моря вносят колебания с 20-и и 3–5-летними периодами.

В качестве заключения следует отметить, что низкочастотные изменения термохалинной структуры моря с периодами нескольких десятилетий важны не только с климатической и океанографической точки зрения. При анализе причин долгопериодных изменений экологического состояния и условий функционирования экосистемы Черного моря также необходимо учитывать многолетнюю изменчивость гидрологического режима, как часть внешних физических воздействий. Смена периодов повышенной или пониженной вертикальной стратификации вод приводит к изменению интенсивности вертикального водообмена и, соответственно, к изменениям в интенсивности потоков растворенных веществ.

Список литературы

1. Блатов А.С., Булгаков Н.П., Иванов В.А., Косарев А.Н., Тужилкин В.С. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря. – Л.: Гидрометеиздат. 1984. – 240 с.
2. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР, т.4, Черное море, вып.1, Гидрометеорологические условия. / под ред. А.И. Симонова и Э.И. Альтмана. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 430с.
3. Murray J.W., Top Z., Özsoy E. Hydrographic properties and ventilation of the Black sea. // Deep-Sea Res. – 1991. – V.38, Suppl. 2A. – P. S663 – S689.
4. Блатов А.С., Косарев А.Н., Тужилкин В.С. Изменчивость гидрологической структуры вод Черного моря и ее связь с внешними факторами. // Водные ресурсы. – 1980. – №6. – С. 71 – 82.
5. Еремеев В.Н., Ефимов В.В., Суворов А.М. и др. Аномальная климатическая тенденция изменения температуры Черного моря. // Доп. НАН України. – 2001. – № 11. – С. 91 – 96.
6. Белокопытов В.Н., Шокурова И.Г. Оценки междесятилетней изменчивости температуры и солёности в черном море в период 1951–1995 гг. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа – Севастополь: МГИ НАН Украины. – 2005. – Вып. 12. – С. 12 – 21.
7. Полонский А.Б., Воскресенская Е.Н. О причине понижения температуры поверхностного слоя Черного моря. // Доп. НАН України. – 2003. – № 12. – С. 108 – 111.
8. Полонский А.Б., Ловенкова Е.А. Тренд температуры и солёности деятельного слоя в Черном море во второй половине XX века и его возможные причины. // Изв. РАН. ФАО. – 2004. – Т. 40, № 6. – С. 832 – 841.
9. Belokopytov V. Long-Term Variability of Cold Intermediate Layer Renewal Conditions in the Black Sea. In: L.Ivanov and T.Oguz (Eds.) NATO TU-Black Sea Project Ecosystem Modelling as a Management Tool. Pp. 47 - 52, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 1998.
10. Тумов А.Б. Межгодовое обновление холодного промежуточного слоя в Черном море за последние 130 лет. // Метеорология и гидрология. – 2003 – №10. – С. 68 – 75.
11. Ivanov L., Belokopytov V.N., Ozsoy E. and Samodurov A. Ventilation of the Black Sea pycnocline on seasonal and interannual time scales. // Mediterranean Marine Science. – 2000. - Vol. 1/2. – P. 61 - 74.
12. Кривошея В.Г., Овчинников И.М., Скирта А.Ю. Межгодовая изменчивость обновления холодного промежуточного слоя Черного моря. // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря. Под ред. Зацепина А.Г., Флинта М.В. – М.: Наука, 2002. – С. 27 - 39.
13. Букатов А.Е., Бабий М.В., Станичный С.В. Атлас температуры поверхности Черного моря по спутниковым данным 1986–2002. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2005. – 265 с.
14. Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Шеремет Н.А. Сезонная и межгодовая изменчивость температуры поверхности Черного моря по спутниковым данным (1981–2000 гг.). // Комплексные исследования северо-восточной

- части Черного моря; Под ред. Зацепина А.Г., Флинта М.В. – М: Наука, 2002. – С. 20 – 26.
15. Еремеев В.Н., Горячкин Ю.Н., Жуков А.Н. и др. Исследование знакопеременной структуры линейных трендов поверхностной температуры Черного моря. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ – Гидрофизика – 2008. – Вып. 18. – С. 236 – 241.
 16. Kara A.B., Barron C.N., Wallcraft A.J. et al. Advantages of fine resolution SSTs for small ocean basins: Evaluation in the Black Sea // J.Geophys.Res. – 2008. – V.113. – C08013.
 17. Полонский А.Б., Ловенкова Е.А. О климатических характеристиках полей температуры и солёности в глубоководных слоях Черного моря. // Морской гидрофизический журнал. – 2003. – №4. – С. 47 – 57.
 18. Белокопытов В.Н. Термохалинная и гидролого-акустическая структура вод Черного моря: автореферат дис. канд. географ. наук: 11.00.08. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2004. – 24 с.
 19. Thimply M.N., Josey S.A., Rixen M., Stanev E.A. On forcing of sea level in the Black sea. // J.Geophys. Res. – 2004. – V. 109. – C08015.
 20. Полонский А.Б., Шокурова И.Г. Десятилетняя изменчивость характеристик пикноклина и геострофической циркуляции вод Черного моря в зимний период. // Метеорология и гидрология. — 2009. — № 4. — С. 75 — 92.
 21. Кныш В.В., Коротаев Г.К., Демьшев С.Г., Белокопытов В.Н. Долговременные изменения термохалинных и динамических характеристик Черного моря по климатическим данным температуры и солёности и их ассимиляции в модели // Морской гидрофизический журнал, – 2005. – № 3. – С. 11 - 30.
 22. Дорофеев В.Л., Кныш В.В., Коротаев Г.К. Оценка долговременной изменчивости гидрофизических характеристик Черного моря на основе ассимиляции климатических гидрологических и альтиметрических полей // Морской гидрофизический журнал. – 2006. - № 4. – С. 3 - 17.
 23. Кныш В.В., Кубряков А.И., Моисеенко В.А., Белокопытов В.Н. и др. Тенденции в изменчивости термохалинных и динамических характеристик Черного моря, выявленные по результатам реанализа за период 1985–1994 гг. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа – Севастополь: МГИ НАН Украины. – 2008. – Вып. 16. – С. 277 – 290.
 24. Smith T.M. and Reynolds R.W. Improved extended reconstruction of SST (1854–1997). // J. Clim. – 2004. – 17. – P. 2466 – 2477.
 25. Rayner N.A., et al. Improved analyses of changes and uncertainties in sea surface temperature measured in situ since the mid-nineteenth century: the HadSST2 dataset. // J. Clim. – 2006. – 19. – P. 446 – 469.
 26. Rixen M., et al. The Western Mediterranean Deep Water: A new proxy for global climate change. // Geophys. Res. Lett. – 2005. – 32. – L12608
 27. Boyer T.P., Antonov J.I., Levitus S. et al. Linear trends of salinity for the world ocean, 1955 – 1998. // Geophys. Res. Lett. – 2005. – 32. – L01604.

28. *Dickson B., et al.* Rapid freshening of the deep North Atlantic Ocean over the past four decades. // *Nature*. – 2002. – 416(6883). – 832–837.
29. *Леонов А.К.* Региональная океанография. Часть 1. Берингово, Охотское, Японское, Каспийское и Черное моря. – Л: Гидрометеиздат, 1960. – 765 с.
30. *Моисеенко В.А., Белокопытов В.Н.* Оценка качества массива данных гидрологических измерений, подготовленного для решения задачи реанализа состояния Черного моря за период 1971–1993 гг. // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика. – 2008. – Вып. 16. – С. 184 – 189.
31. *Кубряков А.И.* Применение технологии вложенных сеток при создании системы мониторинга гидрофизических полей в прибрежных районах Черного моря. // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. – Севастополь: МГИ НАН Украины. – 2004. – Вып. 11. – С. 31 - 50.
32. *Blumberg A.F., Mellor G.L.* A description of a three-dimensional coastal ocean model. / In *Three Dimensional Shelf Models, Coastal Estuarine Sci.*, vol.5, edited by N. Heaps, AGU, Washington D.C., 1987. – P. 1 - 16.
33. *Uppala S.M., Kallberg P.W., Simmons A.J. et al.* The ERA-40 re-analysis. // *Quart. Journ. Royal. Meteorol. Soc.* – 2005. – V. 131, № 612. – P. 2961 – 3012.
34. *Полонский А.Б., Ловенкова Е.А.* Долговременные тенденции в изменчивости характеристик пикноклина Черного моря. // *Изв. РАН. ФАО*. – 2006. – Т. 42, № 3. – С. 419 – 430.
35. *Полонский А.Б.* Глобальное потепление, крупномасштабные процессы в системе океан-атмосфера, термохалинная катастрофа и их влияние на климат Атлантико-европейского региона. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2008. – 45 с.
36. *Тужилкин В.С.* Сезонная и многолетняя изменчивость термохалинной структуры вод Черного и Каспийского морей и процессы ее формирования: автореферат дис. на соиск. уч. степ. докт. геогр. наук: спец. 11.00.08 “Океанология”. – М., 2008. – 45 с.
37. *Шокурова И.Г.* Долгопериодная изменчивость гидрологических полей и геострофической циркуляции в Черном море: автореферат дис. канд. географ. наук: 11.00.08. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2010. – 23 с.

3.3. МНОГОЛЕТНЯЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СОСТОЯНИЯ ЭКОСИСТЕМЫ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО ОПТИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Гидрооптические характеристики являются эффективными показателями состояния экосистемы. Они зависят от содержания в воде минеральной и органической (фитопланктон) взвеси, растворенных органических соединений. Таким образом, гидрооптические характеристики содержат информацию о содержании в воде веществ, являющихся показателями экологического состояния водоема. Кроме того, от прозрачности воды зависит количество поступающей в море солнечной радиации, необходимой для фотосинтеза органического вещества морскими водорослями. Толщина слоя воды, в котором интенсивности солнечной радиации достаточно для фотосинтеза, называется эвфотическим слоем моря и она является важным показателем состояния экосистемы.

С учетом этого, на заседании рабочей группы международного комитета FAO в 1971 г. было рекомендовано при проведении мониторинга состояния экосистем в морских водоемах измерять их оптические характеристики, в частности - показатель ослабления направленного света [1]. В 1997 г. такая рекомендация была включена и в проект наблюдательной системы Черного моря BSOFS [2].

Связь гидрооптических характеристик с компонентами морской воды.

В оптике моря гидрооптические характеристики делят на первичные и вторичные.

Первичные характеристики представляют собой физические величины, характеризующие оптические свойства морской воды. Они определяются ее химическим составом, термодинамическим состоянием, наличием в воде оптически активных примесей в виде растворов и взвесей.

Вторичные оптические характеристики используются для описания состояния светового поля в море. Они зависят от оптических свойств морской воды, т.е. от первичных характеристик, и от геометрической структуры потока солнечного излучения в море.

Для целей экологического мониторинга, с учетом информативности и несложности измерений, наиболее часто используются две гидрооптические характеристики: из первичных – показатель ослабления направленного света ε , из вторичных – глубина видимости белого диска Z_b [3]. Их связь с компонентами морской воды состоит в следующем.

Показатель ослабления направленного света. Распространение направленного светового излучения в морской воде сопровождается его поглощением и рассеянием. Количественно это выражается показателями поглощения $\kappa_{\text{мв}}$ и рассеяния $\sigma_{\text{мв}}$ света морской водой. В результате суммарного действия поглощения и рассеяния световой поток ослабляется, что

характеризуется показателем ослабления направленного света (сокращенно – показатель ослабления света):

$$\varepsilon_{\text{МВ}} = \kappa_{\text{МВ}} + \sigma_{\text{МВ}}. \quad (3.3.1)$$

Поглощение света в морской воде происходит: чистой морской водой, взвесью, растворенными в воде органическими соединениями.

Поглощение света чистой морской водой является постоянным и практически неизменным фактором; его величина очень слабо изменяется в зависимости от гидрофизических условий.

Минеральная взвесь и «мертвая» органическая взвесь (детрит) слабо поглощают свет и их влияние в большинстве случаев можно не учитывать.

Существенно поглощает свет «живая» органическая взвесь содержащимися в фитопланктоне пигментами хлорофилла.

Большинство растворенных в морской воде органических соединений не оказывают влияния на поглощение света кроме гумусовых кислот (желтое вещество) сильно поглощающих свет в коротковолновой области спектра.

То есть, суммарное поглощение света в морской воде определяется тремя основными компонентами: чистой морской водой $\kappa_{\text{ЧМВ}}$, пигментами фитопланктона $\kappa_{\text{ПФ}}$, желтым веществом $\kappa_{\text{ЖВ}}$.

$$\kappa_{\text{МВ}} = \kappa_{\text{ЧМВ}} + \kappa_{\text{ПФ}} + \kappa_{\text{ЖВ}} \quad (3.3.2)$$

Рассеяние света в морской воде происходит на взвешенных минеральных $\sigma_{\text{ВЗВ.МИН}}$ и органических $\sigma_{\text{ВЗВ.ОРГ}}$ частицах, а также на неоднородностях распределения молекул воды и содержащихся в воде солей (молекулярное рассеяние) $\sigma_{\text{МОЛ}}$.

$$\sigma_{\text{МВ}} = \sigma_{\text{ВЗВ.МИН}} + \sigma_{\text{ВЗВ.ОРГ}} + \sigma_{\text{МОЛ}} \quad (3.3.3)$$

Главный вклад в рассеяние света в морской воде вносит рассеяние на взвешенных частицах. Молекулярное рассеяние незначительно по величине и практически неизменно.

Таким образом, показатель ослабления света есть сумма следующих показателей:

$$\varepsilon_{\text{МВ}} = \kappa_{\text{МВ}} + \sigma_{\text{МВ}} = \kappa_{\text{ЧМВ}} + \kappa_{\text{ПФ}} + \kappa_{\text{ЖВ}} + \sigma_{\text{ВЗВ.МИН}} + \sigma_{\text{ВЗВ.ОРГ}} + \sigma_{\text{МОЛ}} \quad (3.3.4)$$

Переходя к концентрациям веществ, имеем:

$$\begin{aligned} \varepsilon_{\text{МВ}} = & \kappa_{\text{ЧМВ}} + \sigma_{\text{МОЛ}} + C_{\text{ПФ}} \kappa_{\text{ПФ}}^{\text{УД}} + C_{\text{ЖВ}} \kappa_{\text{ЖВ}}^{\text{УД}} + \\ & + C_{\text{ВЗВ.МИН}} \sigma_{\text{ВЗВ.МИН}}^{\text{УД}} + C_{\text{ВЗВ.ОРГ}} \sigma_{\text{ВЗВ.ОРГ}}^{\text{УД}}, \end{aligned} \quad (3.3.5)$$

где $\kappa_{\text{ПФ}}^{\text{УД}}$, $\kappa_{\text{ЖВ}}^{\text{УД}}$, $\sigma_{\text{ВЗВ.МИН}}^{\text{УД}}$, $\sigma_{\text{ВЗВ.ОРГ}}^{\text{УД}}$ – удельные показатели поглощения и рассеяния света на единицу концентрации вещества.

С учетом того, что поглощение и рассеяние света самой водой являются практически постоянными величинами, вариации показателя ослабления света в

морской воде определяются вариациями содержания в ней минеральной и органической взвеси, пигментов фитопланктона и растворенного в воде желтого вещества.

$$\delta(\varepsilon_{\text{мв}}) = f(C_{\text{пф}}, C_{\text{жв}}, C_{\text{взв.мин}}, C_{\text{взв.орг}}) \quad (3.3.6)$$

В связи с этим важно отметить, что подавляющий вклад в изменчивость показателя ослабления вносит органическая взвесь, то есть фитопланктон. По данным [4] в поверхностных морских водах органическая взвесь дает вклад в дисперсию ПОС в средней части видимого спектра составляющий более 95%. Таким образом, изменчивость ПОС является эффективным показателем изменчивости состояния морской экосистемы.

Глубина видимости белого диска (прозрачность воды). В гидрооптике глубина видимости белого диска Z_6 называется относительной прозрачностью воды. Как эквивалент Z_6 , будем использовать сокращенное название - прозрачность воды.

Связь глубины видимости белого диска с компонентами морской воды более сложная, чем для показателя ослабления. Глубина видимости белого диска Z_6 зависит от показателя ослабления света ε и показателя вертикального ослабления солнечного излучения $\alpha \downarrow$. Эта связь выражается формулой:

$$Z_6 = C / (\varepsilon + \alpha \downarrow), \quad (3.3.7)$$

где C – некая константа.

Величина $\alpha \downarrow$ зависит от показателя поглощения света морской водой $\kappa_{\text{мв}}$ и показателя рассеяния света назад $\sigma \uparrow_{\text{мв}}$. В модели распространения солнечного излучения в море в двухпоточковом приближении это выражается как

$$\alpha \downarrow \approx \kappa_{\text{мв}} + \sigma \uparrow_{\text{мв}} \quad (3.3.8)$$

Рассеяние света назад морской водой определяется главным образом рассеянием назад минеральной взвесью: $\sigma \uparrow_{\text{взв.мин}} = \sigma_{\text{взв.мин}} / (K_{\text{рас.мин}} + 1)$, где $K_{\text{рас.мин}}$ – коэффициент асимметрии индикатрисы рассеяния света минеральной взвесью. Рассеяние назад органической взвесью и молекулярное рассеяние намного меньше и их вклад в общее рассеяние света назад морской водой незначителен.

С учетом сказанного выше о влиянии основных факторов, влияющих на поглощение и рассеяние света в морской воде, глубина видимости белого диска связана с ними соотношением:

$$Z_6 = C / (\kappa_{\text{чмв}} + \kappa_{\text{пф}} + \kappa_{\text{жв}} + \sigma_{\text{взв.мин}} + \sigma_{\text{взв.орг}} + \sigma_{\text{мол}} + \kappa_{\text{чмв}} + \kappa_{\text{пф}} + \kappa_{\text{жв}} + \sigma \uparrow_{\text{взв.мин}}) \quad (3.3.9)$$

Переходя к концентрациям веществ, имеем:

$$Z_0 = C / (\kappa_{\text{чмв}} + \kappa_{\text{пф}} + C_{\text{пф}} \kappa_{\text{пф}}^{\text{уд}} + C_{\text{жв}} \kappa_{\text{жв}}^{\text{уд}} + \\ + C_{\text{взв.мин}} \sigma_{\text{взв.мин}}^{\text{уд}} + C_{\text{взв.орг}} \sigma_{\text{взв.орг}}^{\text{уд}} + \sigma_{\uparrow \text{взв.мин}}) \quad (3.3.10)$$

С учетом постоянства поглощения и рассеяние света самой водой вариации глубины видимости белого диска, как и показателя ослабления света, определяются вариациями содержания в морской воде минеральной и органической взвеси, пигментов фитопланктона и растворенного в воде желтого вещества.

$$\delta(Z_0) = f(C_{\text{пф}}, C_{\text{жв}}, C_{\text{взв.мин}}, C_{\text{взв.орг}}) \quad (3.3.11)$$

Сказанное выше о компонентах морской воды, влияющих на изменчивость ПОС, относится в такой же степени и к глубине видимости белого диска.

Методы определения содержания в морской воде веществ по показателю ослабления света и глубине видимости белого диска.

Как видно из формул (3.3.5) и (3.3.10), определение содержания в морской воде взвешенных и растворенных веществ по данным о величинах $\varepsilon_{\text{мв}}$ и Z_0 является многопараметрической задачей. Рассчитать корректно теоретическим путем содержание веществ по величинам $\varepsilon_{\text{мв}}$ и Z_0 не представляется возможным. Для решения такой обратной задачи необходимо задание в адекватных моделях, описывающих связь показателей поглощения и рассеяния с концентрацией в воде веществ, многих параметров, которые точно не известны. В связи с этим для определения концентрации примесей в воде используют эмпирические связи, установленные опытным путем. Как правило, коэффициенты регрессии в таких эмпирических связях носят региональный характер, что обусловлено региональными особенностями состава взвеси и растворенных веществ в водоемах.

В работе [5] дано теоретическое и экспериментальное обоснование эмпирических связей, применительно к измерениям показателя ослабления света, как в общем плане, так и конкретно для вод Черного моря. Показано какие участки спектра являются наиболее информативными для определения того или иного вещества по измерениям $\varepsilon_{\text{мв}}$.

Обширная информация имеется о связи в Черном море глубины видимости белого диска с различными биооптическими характеристиками его вод. Эти данные обобщены в работе [6]. Они представляют особый интерес в плане ретроспективного анализа состояния экосистемы Черного моря, так как измерения Z_0 ведутся здесь регулярно, начиная с 20-х годов прошлого века. По показателю ослабления света массовая информация стала собираться только с начала 70-х годов.

В таблице 3.3.1 приведены параметры связи глубины видимости белого диска с биооптическими характеристиками экосистемы моря. В таблице 3.3.2 даны параметры связи по [7] ПОС с концентрацией взвеси в воде.

Таблица 3.3.1. Параметры связи глубины видимости белого диска с биооптическими характеристиками вод Черного моря.

№	Уравнение связи	Един. измер.
1	$H_{\text{эф}}(\text{ФАР})=2,7Z_6$	м
2	$\lg C_0(\text{хл "a"})=1,72-2,11\lg Z_6$	мг/м ³
3	$\lg \Pi_{\text{эф}}=3,7-1,28\lg Z_6$	мгС/м ² сут
4	$\lg \langle B(0-Z_6) \rangle = 1,17-1,29\lg Z_6$	мг/л

Обозначения: $H_{\text{эф}}(\text{ФАР})$ - толщина эвфотического слоя моря по уровню 1% от падающей на поверхность моря фотосинтетически активной солнечной радиации (ФАР) в спектральной области 400-700нм; $C_0(\text{хл "a"})$ – концентрация хлорофилла “а” на поверхности моря; $\Pi_{\text{эф}}$ - первичная продукция фитопланктона в эвфотическом слое моря; B – средняя концентрация взвеси в слое от поверхности до глубины Z_6 .

Таблица 3.3.2. Параметры связи концентрации взвеси $B_{\text{взв}}$, мг/л в поверхностных водах Черного моря с показателем ослабления направленного света. Вид связи: $B_{\text{взв}}=A(\lambda)\varepsilon(\lambda)+A_0(\lambda)$ [7].

№	Длина волны λ , нм	$A(\lambda)$, мг л ⁻¹ м	$A_0(\lambda)$, мг л ⁻¹	Среднеквадр. ошибка, мг л ⁻¹	Коэффиц. корреляции
1	625	3,02	-0,31	0,074	0,890
2	640	3,40	-0,42	0,083	0,861
3	677	3,45	-0,52	0,085	0,848

Многолетняя изменчивость показателей состояния экосистемы моря.

Рассмотрим многолетнюю изменчивость показателей экосистемы моря на основе данных о глубине видимости белого диска. Такие данные для Черного моря имеются, начиная с 1923 года. Для периода 1923-1998 гг. в [8] приведены среднегодовые величины Z_6 для глубоководной области моря. После 1998 г. данных о величинах Z_6 в глубоководной области моря в базе океанографических данных МГИ нет, и для периода 2001-2008 гг. в [8] приведены результаты измерений Z_6 в период июль-сентябрь на океанографической платформе, расположенной на глубине 32 м в прибрежной зоне южного берега Крыма (поселок Качивели).

Анализ показал, что данные измерений на океанографической платформе, выполненные в этот период, с коррекцией на сезонную изменчивость, ориентировочно можно принимать в качестве среднегодовых величин Z_6 для глубоководной области моря. Так, по [8] среднегодовая величина Z_6 за период 1923-1985 гг. составляет 16,1 м. По карте распределения в море среднеемноголетних величин Z_6 за период 1923-1985 гг. в летний период (июль-сентябрь) в районе платформы $Z_6=17,5$ м [8]. С коррекцией на сезонную изменчивость это дает среднегодовую величину за период 1923-1985 гг. $Z_6=16,5$ м. Такие, скорректированные данные наблюдений на платформе величин Z_6 для периода 2001-2008 гг. приведены в таблице 3.3.3. На рисунке 3.3.1 показан многолетний ход прозрачности воды в море.

В многолетнем ходе прозрачности воды в море выделяется несколько характерных периодов. В течение 1923-1927 годов наблюдалась наиболее высокая прозрачность воды; вариации ее были невелики, средняя величина Z_6 в

этот период составила $\langle Z_6 \rangle = 19,5$ м. В эти годы зарегистрирована рекордная для Черного моря прозрачность воды $Z_6 = 30,5$ м. В последующем произошло снижение прозрачности воды и в период 1953-1986 годов она колебалась около среднего уровня $\langle Z_6 \rangle = 16,2$ м. Хотя в этот период имелись значительные межгодовые колебания величин Z_6 , их тренда не наблюдалось, то есть период можно характеризовать как динамически устойчивое состояние экосистемы моря.

Таблица 3.3.3. Среднегодовая величина глубины видимости белого диска в глубоководной области Черного моря.

Год	1923	1924	1925	1927	1937	1938	1953	1955	1956
Z_6 , м	18,5	19,6	19,2	20,8	12,5	14,9	15,8	12,7	13,6
Год	1957	1958	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966
Z_6 , м	18,2	17,7	16,8	17,7	21,3	16,2	17,0	14,5	15,7
Год	1967	1968	1969	1970	1972	1973	1974	1975	1976
Z_6 , м	16,0	16,8	14,0	17,8	18,1	14,9	18,9	17,6	13,7
Год	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986
Z_6 , м	16,4	17,6	16,2	14,7	16,4	14,5	14,7	14,5	16,0
Год	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995
Z_6 , м	12,3	13,2	13,3	7,5	8,4	6,2	10,8	14,0	14,7
Год	1996	1997	1998	2001	2002	2003	2004	2007	2008
Z_6 , м	13,0	10,0	11,0	10,1	10,1	13,5	11,7	13,6	13,4

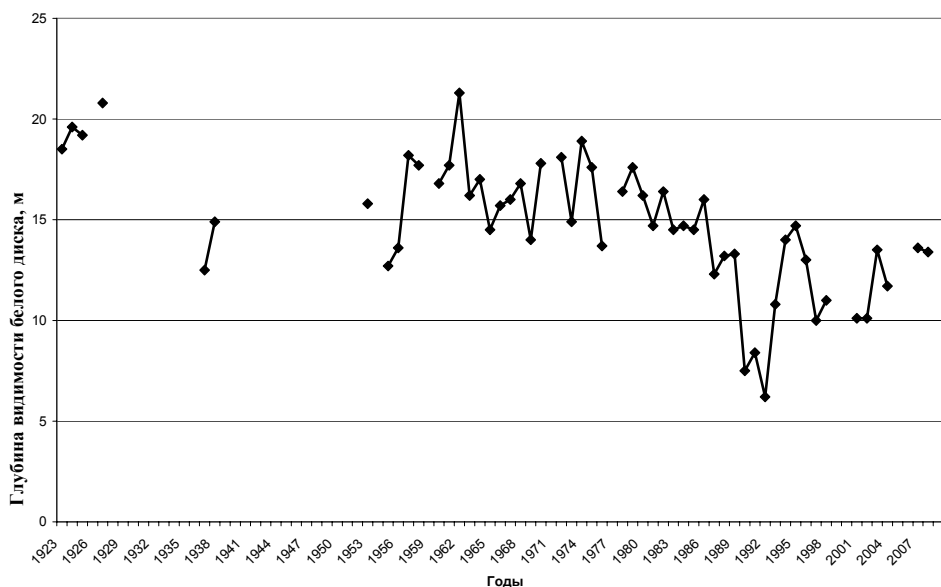


Рисунок 3.3.1. Многолетний ход прозрачности воды в глубоководной области моря.

После 1986 г. прозрачность воды начала снижаться и в 1990-1992 гг. наблюдались самые низкие ее величины; средняя величина за три года составила $\langle Z_6 \rangle = 7,4$ м. После минимума прозрачность воды к 1995 году скачкообразно возросла до величины $Z_6 = 17,7$ м, затем снизилась и в последний период 1996-2008 гг. относительно стабильно держится на невысоком уровне $\langle Z_6 \rangle = 11,8$ м.

Таким образом, по временному ходу прозрачности воды с 1923 г. по 2008 г. можно выделить несколько состояний экосистемы моря. Стабильные состояния в периоды: 1923-1927 гг., 1953-1986 гг., 1996-2008 гг. Неустойчивое состояние в 1990-1992 гг. Скачкообразные переходы между состояниями в 1987-1989 гг. и в 1993-1995 гг. В таблице 3.3.4 приведены средние величины Z_6 для разных периодов состояния экосистемы. Их временной ход показан на рисунке 3.3.2.

Таблица 3.3.4. Средняя величина прозрачности воды в море в разные периоды состояния экосистемы и в экстремальные годы.

№	Период (годы)	Состояние экосистемы	$\langle Z_6 \rangle$, м	Ср. квадрат. отклонение $\sigma(Z_6)$, м
1	1923-1927	Стабильное	19,5	0,8
2	1928-1952	Нет данных		
3	1953-1986	Стабильное	16,2	1,8
4	1987-1989	Переходное		
5	1990-1992	Неустойчивое	7,4	0,9
6	1993-1995	Переходное		
7	1996-2008	Стабильное	11,8	1,5
8	1962 (Z_6 макс.)		21,3	-
9	1992 (Z_6 мин.)		6,2	-

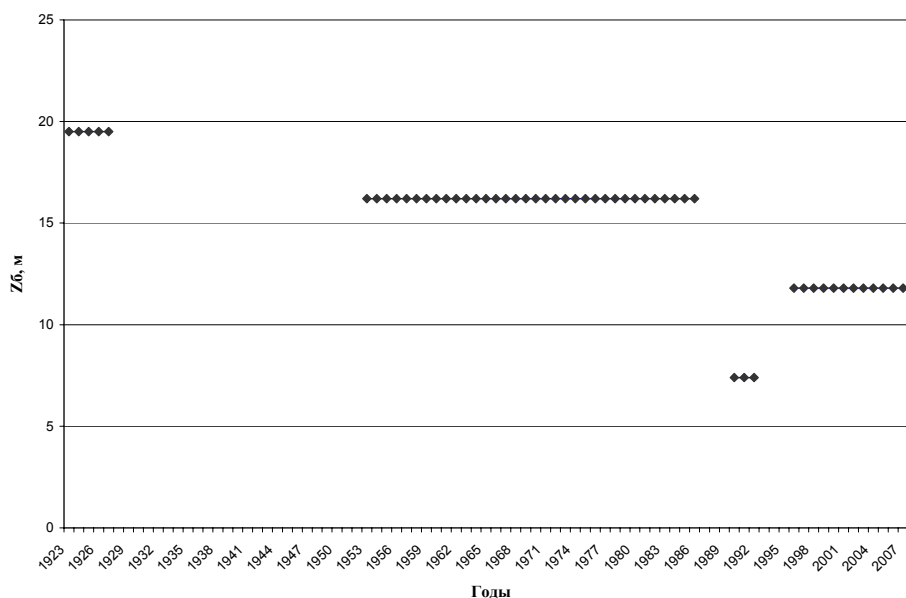


Рисунок 3.3.2. Средняя прозрачность воды в море при разных состояниях экосистемы.

Используя связи глубины видимости белого диска с биооптическими характеристиками, представленные в таблице 3.3.1, рассчитаны показатели

экосистемы моря в разные периоды ее состояния и в экстремальные годы. Они представлены в таблице 3.3.5 и на рисунках 3.3.3-3.3.4.

Таблица 3.3.5. Средние показатели параметров экосистемы моря в разные периоды ее состояния и в экстремальные годы.

№	Период, годы	$H_{\text{эф}}$ (ФАР), м	$C_0(\text{хл}''\text{а}'')$, мг м^{-3}	$P_{\text{эф}}$, $\text{мгС м}^{-2}\text{сут}^{-1}$	$B(0-Z_0)$, мг л^{-1}
1	1923-1927	52,7	0,10	112	0,32
2	1953-1986	43,7	0,15	142	0,41
3	1990-1992	20,0	0,77	387	1,12
4	1996-2008	31,9	0,29	213	0,61
5	1962 (Z_0 макс.)	57,5	0,08	100	0,29
6	1992 (Z_0 мин.)	16,7	1,12	485	1,41

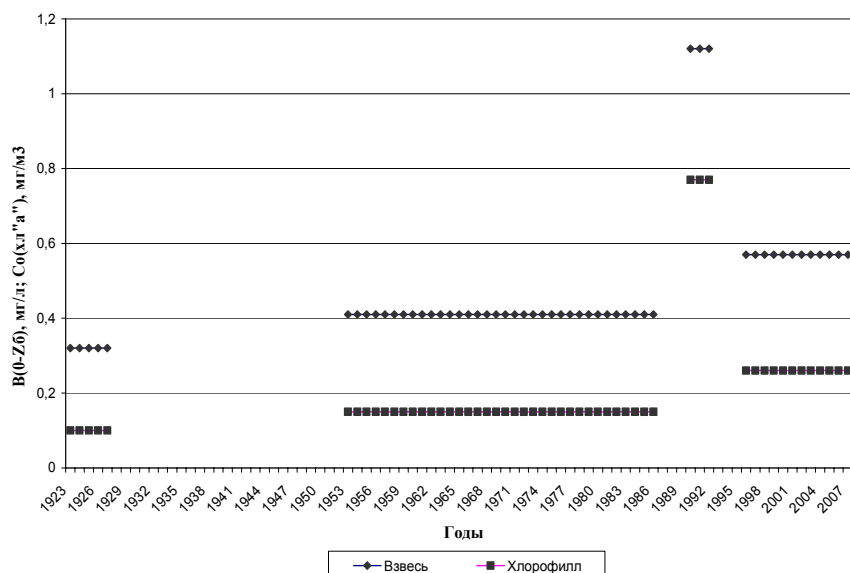


Рисунок 3.3.3. Средняя концентрация взвеси и хлорофилла в поверхностных слоях моря при разных состояниях экосистемы.

Как видно из таблицы 3.3.5, содержание в морской воде оптически активных веществ – взвеси и хлорофилла претерпевало большие изменения, что не могло не сказываться на изменчивости её спектральных оптических свойств. В качестве иллюстрации этого на рисунке 3.3.5 приведено спектральное распределение показателя ослабления света, измеренное в водах моря в периоды разного состояния экосистемы. В изменчивости спектров показателя ослабления видны две характерные особенности, проявляющиеся при увеличении показателя ослабления: 1. рост показателя ослабления в коротковолновой области превышает таковой для длинноволновой области; 2. с увеличением показателя ослабления минимум на спектре смещается в область более длинных волн.

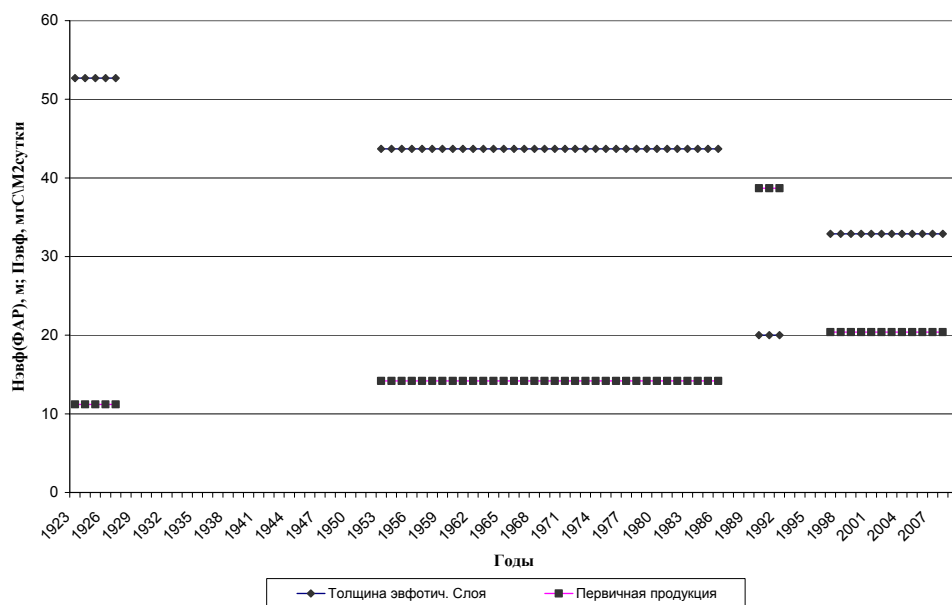


Рисунок 3.3.4. Средняя толщина эвфотического слоя и первичная продукция при разных состояниях экосистемы.

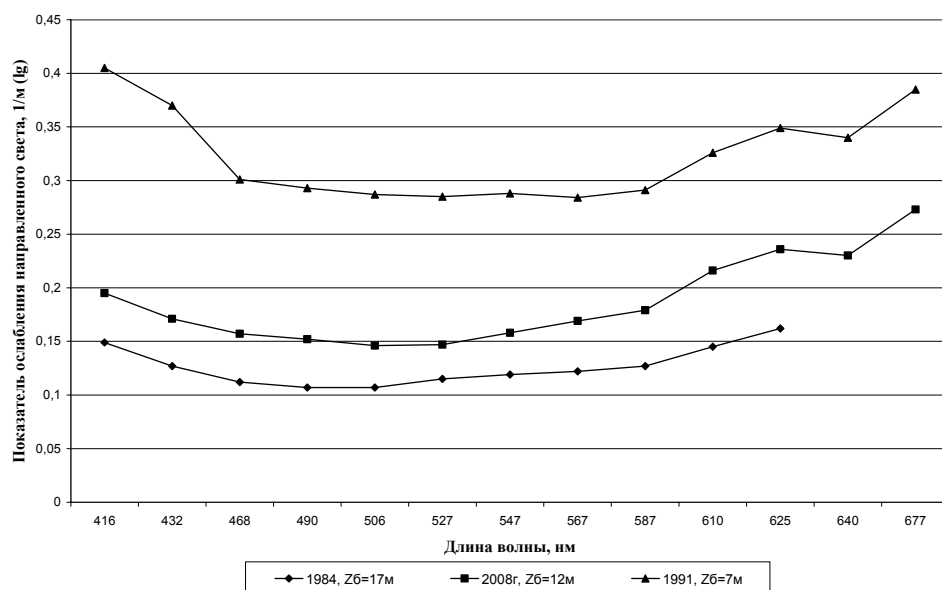


Рисунок 3.3.5. Спектры показателя ослабления света при различных состояниях экосистемы.

Другой спектральной оптической характеристикой вод моря, которая также претерпевала существенные изменения, является оптический тип вод. Оптический тип вод является интегральной характеристикой оптического состояния моря и его используют в гидрооптике для классификации морских и

океанских вод. Определяется он по величине и спектральному распределению показателя вертикального ослабления дневного света $\alpha(\lambda) \downarrow$ в поверхностных слоях моря [9]. В таблице 3.3.6 представлены данные об оптическом типе вод Черного моря в разные годы. В 1960-е годы воды Черного моря по [10] отнесены ко второму океанскому типу, в «драматическом» 1991-м году они оценены как третий океанский тип, в 2008 г. наблюдался промежуточный тип между 2-м и 3-м океанским. Для сравнения приводим по данным [9] некоторые районы Атлантического океана, в которых наблюдались такие типы вод: 2-й тип вод наблюдался в Канарском течении около северо-западных берегов Африки и в восточной части экваториальной зоны, 3-й тип вод наблюдался в Норвежском море.

Таблица 3.3.6. Оптический тип вод Черного моря и цвет воды в разные годы.

№	Время измерений. Район моря	Тип вод	Литер.	Цвет воды в баллах	Цветовая характеристика
1	1962-1963 март-авг. Глубоков. область	2-й океанский	12	4	Голубой
2	1989 июль-сент. Глубоков. область	2-3-й океанский	12	5-6	Зеленовато-голубой
3	1991 февр.-март Глубоков. область	3-й океанский	12	8	Голубовато-зеленый
4	2008 сентябрь Прибрежная обл. Океанограф. платф.	2-3-й океанский	13	6	Зеленовато-голубой

В соответствии с изменением спектральных характеристик вод моря изменялся и цвет его вод. В таблице 3.3.6 представлены данные о цвете вод моря, определяемого визуально с использованием шкалы цветности морских вод.

Факторы, влиявшие на изменчивость экосистемы Черного моря.

Циклические изменения солнечной активности. В работе [11] установлено, что в период 1953-1980 гг. в межгодовых изменениях прозрачности воды наблюдалась связь с 11-летней солнечной активностью. Особенность этой связи состояла в том, что изменение солнечной активности наиболее сильно сказывалось на величине прозрачности воды в море через некоторое время. Сопоставление сглаженных двухлетним фильтром рядов индекса солнечной активности N_W (числа Вольфа) и среднегодовых величин Z_6 показало, что наибольший коэффициент корреляции между ними наблюдается со сдвигом на два года. Уравнение связи имеет вид:

$$\langle Z_6 \rangle_{2t} = 14,2 + 0,035 N_W \quad (3.3.12)$$

Коэффициент корреляции $r=0,61$, среднеквадратическая ошибка регрессии $\delta(Z_6)=1,2$ м. На рисунке 3.3.6 показан временной ход средних за два года величин Z_6 и рассчитанных по уравнению (3.3.12).

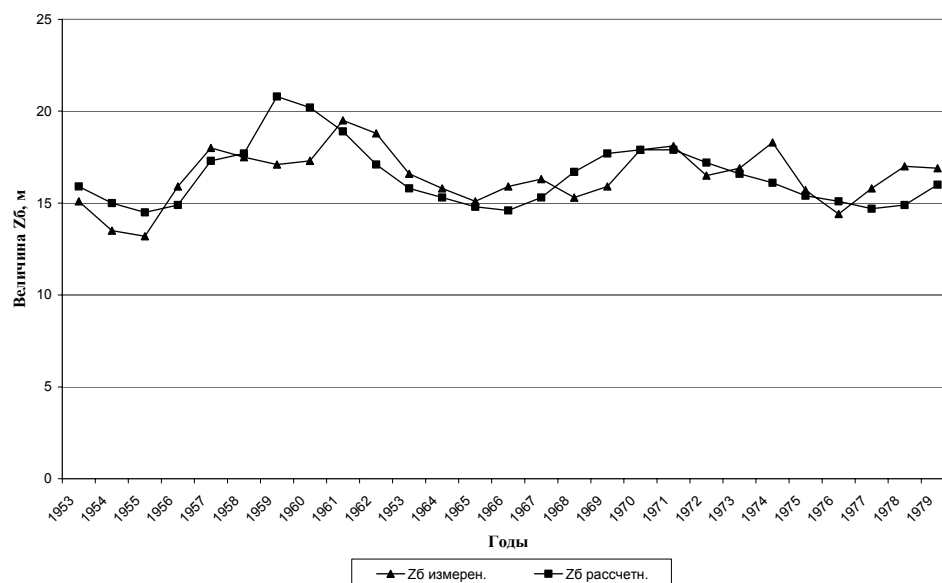


Рисунок 3.3.6. Измеренные и рассчитанные величины Z_b .

При определении прозрачности воды по глубине видимости белого диска важна спектральная область, в которой наблюдается наименьшее ослабление света, так называемое окно прозрачности. Для вод Черного моря оно находится в области длин волн 500-550 нм [12]. Как указывалось выше по [4] в поверхностных морских водах более 95% вклада в дисперсию показателя ослабления света в данной области спектра дает органическая взвесь, то есть фитопланктон. Это же относится и к глубине видимости белого диска.

С учетом этого, наблюдавшаяся связь прозрачности воды с солнечной активностью свидетельствует о наличии соответствующей реакции со стороны фитоценоза. Подтверждением тому служат данные работы [13], в которой, по наблюдениям в период 1954-1986 гг., установлена связь с одиннадцатилетними циклами солнечной активности среднегодовой биомассы и видового состава фитопланктона в шельфовой зоне Болгарского побережья. В каждом солнечном цикле наблюдалось по два максимума биомассы фитопланктона: один из них, наибольший, приходился на годы максимальной солнечной активности, второй - меньший, на время ее минимума. Примечательно, что в двух солнечных циклах максимум биомассы фитопланктона наблюдался со сдвигом после солнечного максимума: в одном из циклов на два года, в другом - на один год.

Каков механизм влияния солнечной активности на процессы развития фитопланктона на болгарском шельфе в работе [13] не обсуждается. Возможно, что это влияние на экосистему изменчивости стока рек в море и связанным с ним поступлением биогенных веществ. Например, в [14] установлено, что в стоке Дуная, а это примерно 2/3 стока всех рек в Черное море, имеется 11-летняя цикличность. Такая же связь с 11-летней цикличностью солнечной активности установлена в работе [15] для суммарного стока всех рек в Черное море, причем

характерной особенностью в данной связи является отставание максимума стока рек от максимума солнечной активности на один год.

Антропогенная эвтрофикация вод. Рост численности фитопланктона в глубоководных районах моря, начавшийся в 1980-е годы, связан с эвтрофикацией его вод, вызванной поступлением в море с речными водами больших количеств биогенных веществ антропогенного происхождения. Это главным образом вносимые на поля под сельскохозяйственные культуры удобрения, часть которых смывается с полей дождевыми водами и они поступают в реки. По данным [16] среднегодовое поступление в море фосфатов с речным стоком в Черное море в 1981-1985 гг. более 50 тыс. т значительно превышало их поступление в 1950-х годах из глубинных вод 13-17,6 тыс. т [17] и с речным стоком 16,7 тыс. т [18].

В результате поступления в море огромных количеств биогенных веществ на северо-западном шельфе, куда происходит основной сток рек, уже в 1970-х годах было отмечено возрастание в 5-10 раз биомассы фитопланктона по сравнению 1950-1960-ми годами, а в начале 1980-х годов здесь регистрировались еще более высокие ее величины – до 20 раз больше “нормы” прежних лет [19].

С середины 1980-х годов антропогенная эвтрофикация стала проявляться и в центральных глубоководных районах моря, таблица 3.3.7 [20]. В период 1980-1991 гг. концентрация хлорофилла в эвфотическом слое увеличилась по сравнению с предыдущим периодом 1964-1978 гг. в 1,8 раза. Аналогичный рост наблюдался и в первичной продукции - в 1986-1991 гг. по сравнению с периодом 1960-1985 гг. она возросла в 2,1 раза. Примечательным моментом динамики первичной продукции явилось ее скачкообразное увеличение в 1985-1986 г. со 129 до 368 мгСм⁻²сут⁻¹, то есть в 2,8 раза ([20], рис. 3.3.4).

Значительное увеличение в центральных районах моря первичной продукции и концентрации хлорофилла со второй половины 1980-х годов в работе [20] связывают с эвтрофикацией вод, на которую с 1988 г. наложилось влияние на структуру планктонного сообщества желетелого вселенца в море - гребневика Мнемипсиса.

Таблица 3.3.7. Первичная продукция $P_{фс}$ и концентрация хлорофилла $C(хл)_{фс}$ в слое фотосинтеза в летний период в глубоководной области моря.

$P_{фс}$, мг С м ⁻² сут ⁻¹			$C(хл)_{фс}$, мг м ⁻³		
1960-1972	1980-1985	1986-1991	1964-1978	19890-1984	185-1991
170	139	321	0,17	0,29	0,32

Изменение состава планктона в результате экспансии гребневиков вселенцев. Гребневик Мнемипсис (*Mnemiopsis mccradyi* Mayer) был завезен в Черное море в начале 1980-х годов с балластными водами судов, приходивших в Черное море из Атлантического океана от побережья США, где этот вид обитает в распресненных водах лагун и эстуариев. Мнемипсис является хищным пелагическим животным длиной 10-13 см. Состав пищи – планктонные животные с размерами от сотен микрон (инфузории) до 10-15 мм (крупные

калянусы, сагитты, личинки рыб). Преимущественная область обитания – воды верхнего перемешанного слоя моря до термоклина.

Подходящие условия обитания (низкая соленость вод Черного моря) и отсутствие жесткой конкуренции со стороны автофтонной фауны способствовали быстрому росту численности гребневика – уже летом 1989 г. его биомасса в море составила около 1 млрд. тонн [21]. В результате хищнического пресса огромных масс Мнемииопсиса произошли существенные изменения в сообществе зоопланктона, повлекшие за собой изменения в структуре и численности фитоценоза [11].

Стремительный рост биомассы Мнемииопсиса привел к снижению в 1992 г. по сравнению с периодом 1978-1987 гг. биомассы мезозоопланктона в целом в 13 раз, а мелких его форм, микрозоопланктона, в 20 раз (табл. 3.3.8, рис. 3.3.7). В результате снижения численности мелкого растительноядного зоопланктона уменьшился его пресс на фитопланктон, что способствовало росту численности последнего (табл. 3.3.9, рис. 3.3.8). При этом важно отметить такой факт - при снижении размеров планктофагов уменьшаются оптимальные размеры их пищевых объектов. То есть, уменьшение количества микрозоопланктона приводит к увеличению численности мелкоразмерных клеток водорослей, что и наблюдалось в структуре фитоценоза Черного моря в этот период, в составе которого стал преобладать нанопланктон. В таблице 3.3.10 и на рисунке 3.3.9 представлены по [11] данные о численности и структуре фитопланктона в западной глубоководной части моря летом в период 1987-1992 гг.

Таблица 3.3.8. Биомасса Мнемииопсиса и зоопланктона в летний период, г/м².

№	Видовой состав	Годы					
		1978-1987	1988	1989	1990	1991	1992
1	Мнемииопсис	0	350	1910	1970	330	200
2	Кормовой зоопланктон	26,1	14,6	10,9	12,8	5,7	2,1
3	Микрозоопланктон (копеподы и кладоцеры)	11,6	5,5	2,7	3,4	1,2	0,6

Таблица 3.3.9. Средняя численность фитопланктона в эвфотическом слое западной части Черного моря в летний период, млн кл/м³.

Год	1951	1958	1960	1962	1969	1970
Числен.	27,0	10,6	17,2	23,9	16,9	8,4
Год	1972	1987	1989	1990	1991	1992
Числен.	20,8	63,0	1445	1400	688	1400

Важной особенностью произошедшего изменения структуры фитоценоза в море явилось еще то, что в составе наннопланктона стали преобладать кокколитофорида вида *Emiliana Huxley*. Это обстоятельство представляет особый интерес с оптической точки зрения, так как у кокколитофорид на внешней оболочке клеток имеются известковые диски – кокколиты в количестве 15 шт. Диаметр их около 1 мкм, толщина 0,25 мкм. Клетки вида *Emiliana huxleyi* могут сбрасывать кокколиты и тогда их количество в воде по отношению

к количеству клеток может быть значительно больше, по данным [22] – до 400, а их концентрация в воде порядка 10^{10} - 10^{11} шт/м³. При таких высоких концентрациях кокколиторы производят сильное рассеяние света, значительно снижая прозрачность воды. Вода приобретает при этом характерный белесый цвет, что и наблюдалось в Черном море в начале 1990-х годов.

Таблица 3.3.10. Биологические и оптические характеристики вод в западной части моря в летний период в 1987-1992 гг.

№	Характеристика	1987	1988	1989	1990	1991	1992
1	Численность фитопланктона в слое 0-10 м, млн клеток /м ³	125	-	1448	3588	1309	2419
2	Содержание наннопланктона, %	94,4	-	98,8	99,6	98,5	96,3
3	Содержание кокколитофорид, %	68,8	-	-	83,2	45,5	91,4
4	Концентрация хлорофилла “а” в эвфотическом слое, мг/м ³	-	0,3	0,39	0,60	0,48	0,70
5	Глубина видим. белого диска, м	14,0	10,7	10,7	6,8	8,2	6,8

Следует отметить, что кокколитофорида долгое время считались редкими видами для Черного моря. Вспышки в развитии кокколитофорид впервые были отмечены в начале 50-х годов [23]. Впоследствии также отмечались отдельные вспышки развития кокколитофориод в открытых районах моря, но не в таких огромных количествах, как в 1987-1992 гг. [20].

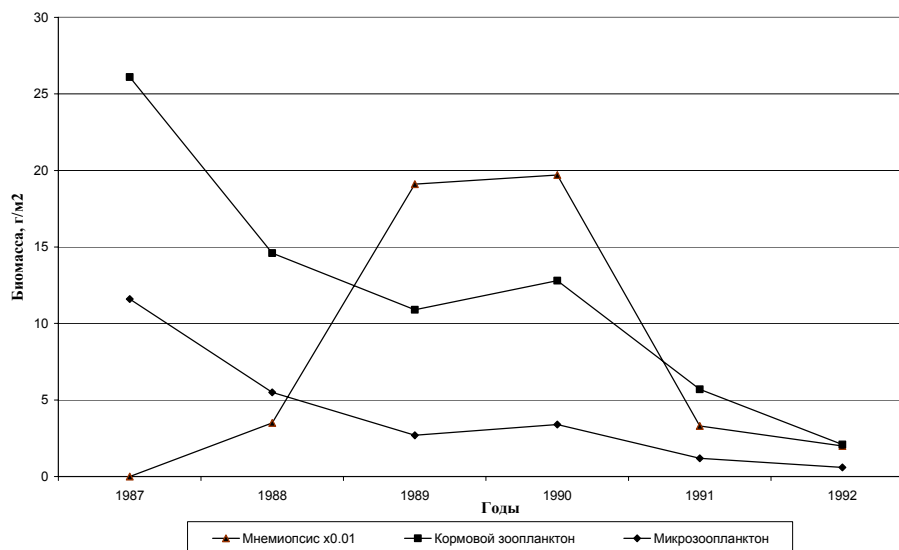


Рисунок 3.3.7. Биомасса мнемиипсиса и зоопланктона в Черном море в 1987 - 1992 гг.

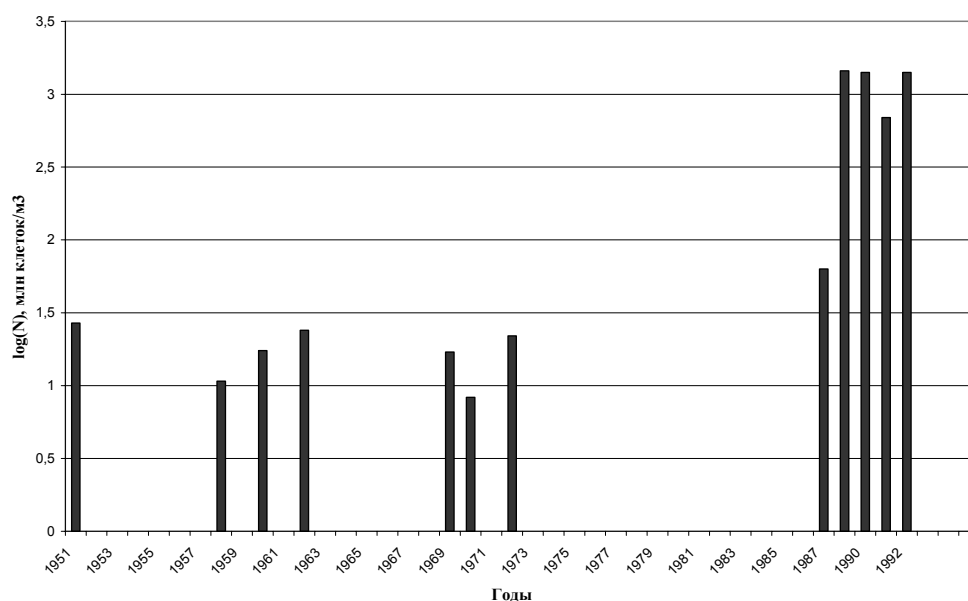


Рисунок 3.3.8. Численность фитопланктона в эвфотическом слое в летний период.

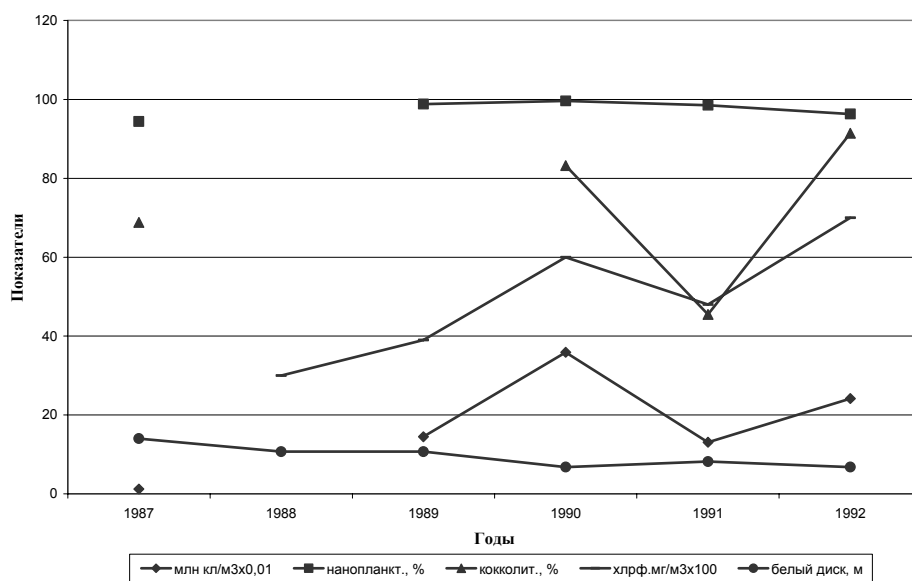


Рисунок 3.3.9. Динамика фитопланктона в западной части моря 1987 - 1992 гг.

На рисунке 3.3.10 показано распределение глубины видимости белого диска в море в период массового цветения кокколитофорид, наблюдавшегося в июле 1992 г. Для сравнения на рисунке 3.3.11 приведено среднемноголетнее за период 1923-1985 гг. распределение в море в летний период величин Z_6 .

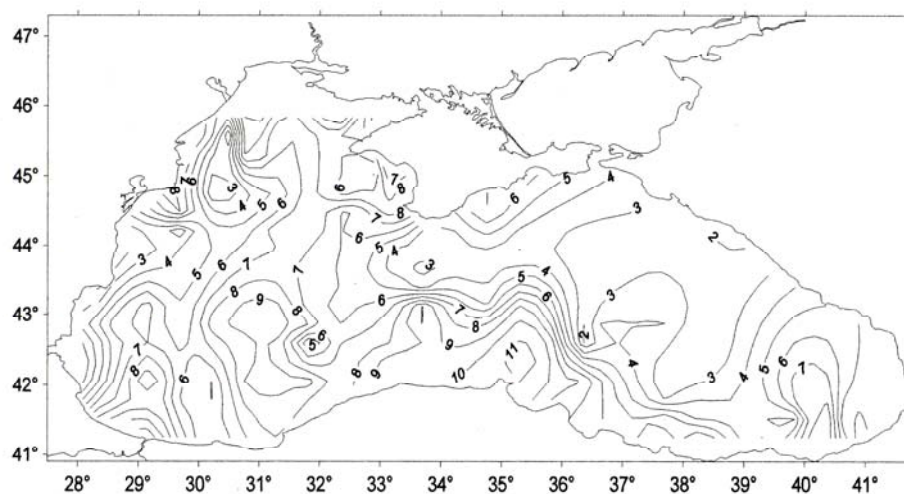


Рисунок 3.3.10. Распределение в Черном море величин глубины видимости белого диска Z_6 (метры) в июле 1992 г. в период массового цветения кокколитофорид.

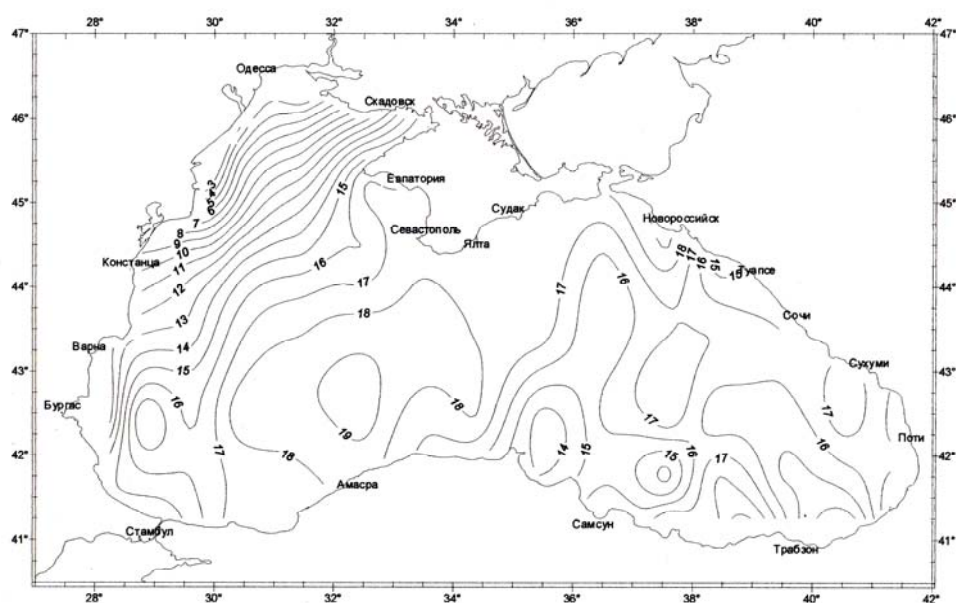


Рисунок 3.3.11. Среднегодовое за период 1922 – 1985 гг. распределение в море величин глубины видимости белого диска Z_6 (метры) в летний период (июнь – сентябрь).

Данные о структуре планктона в море, приводимые в работе [11], по времени ограничиваются 1992-м годом. В последующие годы таких разносторонних биологических данных для глубоководных районов нет. В [24] есть лишь отрывочные данные: по биомассе гребневиков - 1993, 1994, 1996, 1998, 2005 гг., по мезозoopланктону - 2005 г., нет данных о составе фитоценоза.

Все это затрудняет выявление биологических факторов, влиявших на изменчивость в эти годы прозрачности воды.

По оптическим данным прозрачность воды после ее минимума, пришедшегося на 1992 год ($Z_6=6,2\text{м}$), в течение следующих трех лет 1993 - 1995 гг. значительно увеличилась – до 14,7 м в 1995 г. В то же время, по данным [24] биомасса Мнемипсиса в море в 1993 - 1994 гг. возросла по сравнению с 1990-1992 гг. в два раза. Для последующих лет в [24] данные о биомассе Мнемипсиса в море приводятся отрывочно - для 1996 г. и 1998 г. В эти годы ее величина уменьшилась по сравнению с 1993 - 1994 годами, но оставалась на уровне 1990 - 1992 годов. Таким образом, в свете выявленного для периода 1988 - 1992 гг. механизма влияния Мнемипсиса на прозрачность воды в Черном море, ситуация в период 1993 - 1995 гг. выглядит противоречивой.

С 1996 г. состояние прозрачности воды в море стабилизировалось на уровне около 12 м. Такая динамика ее состояния связана со вторым вселенцем в Черное море – гребневиком *Beroe ovata*.

Этот гребневик впервые был замечен в Черном море в 1997 г., а уже через два года наблюдалось его массовое появление в различных районах [24]. Рост популяции *Beroe*, питающегося исключительно другими видами гребневику, привел к снижению численности гребневика Мнемипсис к 2005 г. в 6 раз по сравнению с 1988 годом (в 3,7 раза по сравнению с 1992 г., [24]) и таким образом снизил его экспансию на планктонное сообщество. В [24] отмечается, что с проникновением в Черное море гребневика *Beroe* в сообществе мезозoopланктонных организмов произошли позитивные изменения, приведшие к восстановлению большей части популяции почти до уровня их биомассы предшествовавшего экспансии гребневика Мнемипсис. Однако, делается вывод, что *“изменения в планктонных экосистемах моря оказались во многом необратимыми, и существование популяций мезозoopланктона остается по-прежнему зависящим от сезонной и многолетней динамики популяций гребневику-вселенцев”*.

На основании вышеизложенных данных о динамике состояния планктонного сообщества в Черном море после 1986 г. можно сделать вывод, что невысокий уровень прозрачности воды, установившийся в море в 1996 – 2008 гг., свидетельствует о сохранении, хотя и в меньшей мере, экспансии на планктонное сообщество гребневика Мнемипсис.

Оптические данные показывают, что в период с 1923 по 2008 годы экосистема Черного моря претерпевала существенные изменения. В отдельные периоды наблюдалось ее динамически стабильное состояние. Переход из одного состояния в другое происходил скачкообразно.

Выделяются следующие этапы в биографии экосистемы моря в этот период.

1. 1923 - 1927 гг. Прозрачность воды в море в эти годы $\langle Z_6 \rangle = 19,5$ м наиболее высокая за весь период 1923 - 2008 гг.

2. 1928 - 1952 гг. Данные есть только за два года – 1937 г. и 1938 г., во время которых прозрачность воды в море по сравнению с периодом 1923 - 1927 гг. была ниже примерно на 6 метров. Остальные годы являются белым пятном в биографии.

3. 1953 - 1986 гг. Динамически стабильное состояние, характеризующееся периодическим изменением прозрачности воды в связи с 11-летними циклами солнечной активности. Средняя прозрачность воды в 1953 - 1986 гг. $\langle Z_0 \rangle = 16,2$ м.

4. 1987 - 1989 гг. Переходный период скачкообразного уменьшения прозрачности воды, обусловленной антропогенной эвтрофикацией и экологическим прессом на планктонное сообщество моря желтого вселенца – гребневика мнемипсиса. Начало массового цветения кокколитофорид.

5. 1990 - 1992 гг. «Кризисное» состояние угнетенного планктонного сообщества в море, проявляющееся в очень низкой прозрачности воды $\langle Z_0 \rangle = 7,4$ м. Период интенсивного цветения кокколитофорид.

6. 1993 - 1995 гг. Переходный период «реабилитации» экосистемы, характеризующийся повышением прозрачности воды.

7. 1996 - 2008 гг. Стабильное «послекризисное» состояние с остаточными явлениями экспансии на планктонное сообщество гребневика мнемипсиса. Средняя прозрачность воды в 1996 - 2008 гг. $\langle Z_0 \rangle = 11,8$ м.

Список литературы

1. FAO Report of the seminar on methods of detection, measurement and monitoring of pollutants in the marine environment // FIRM/R99 Suppl., 1(En). - 1971. - 123 P.
2. Black Sea Observation and Forecasting System (BSOFS) Scienc Plan // North Atlantic Treaty Organization (NATO). Committee on the Challenges of Modern Society (OCMC): Report N.221.-September 1997.
3. Гидрооптические характеристики. Термины и определения. ГОСТ 19210-73. // Государственный Комитет стандартов Совета министров СССР. Москва: 1974.
4. *Копелевич О.В.* Малопараметрическая модель оптических свойств морской воды. // Оптика океана. Том 1. Физическая оптика океана. // Под ред. А.С. Мониной. - М.: Наука, 1983. - С. 208 - 235.
5. *Маньковский В.И., Маньковская Е.В.* Использование биооптических связей для определения характеристик состояния морской среды при проведении оптического мониторинга вод Черного моря с применением прозрачномеров // Морской гидрофизический журнал. - 2008. - №2. - С. 37 - 45.
6. *Маньковский В.И.* Связь глубины видимости белого диска с биооптическими характеристиками вод Черного моря // Морской гидрофизический журнал. - 1999. - №5. - С. 78 - 80.
7. *Маньковский В.И., Соловьев М.В.* Связь показателя ослабления излучения с концентрацией взвеси в водах Черного моря // Морской гидрофизический журнал. - 2003. - №2. - С. 60 - 65.
8. *Маньковский В.И., Соловьев М.В., Маньковская Е.В.* Гидрооптические характеристики Черного моря. Справочник. // Севастополь: “ЭКОСИ-Гидрофизика”, 2009. - С. 31.
9. *Ерлов Н.Г.* Оптика моря. Глава 10 Облученность // Ленинград: Гидрометеиздат, 1980. – 247 С.

10. Николаев В.П. Новые результаты измерений вертикального ослабления 383. подводной облученности в Черном море // Океанология. - 1996. - 36. - №3. - С. 377
11. Маньковский В.И., Владимиров В.Л., Афонин Е.И., Мишионов А.В., Соловьев М.В., Аннинский Б.Е., Георгиева Л.В., Юнев О.А. Многолетняя изменчивость прозрачности воды в Черном море и факторы, обусловившие ее сильное снижение в конце 80-х начале 90-х годов // Севастополь: "ЭКОСИ-Гидрофизика", 1996. - 32 С.
12. Левин И.М., Николаев В.П. Об оценке вертикального ослабления квантовой облученности в области фотосинтетически активной радиации в Черном море // Океанология. - 1992. - 32. - вып. 2. - С. 240 - 245.
13. Petrova-Karadjova V.I. Solar control upon the phytoplankton in the Black Sea // Rapports et process-verbaux des reunions commission internationale pour l'exploration scientifique de la mer Mediterranee. - 1992. - v.33. - P. 265 - 268.
14. Кочерга Ю.П., Чебуркус В.И., Альтман Э.И. Прогнозирование взаимосвязанных процессов // Автоматика. - 1985. - №6. - С. 74 - 79.
15. Горячкин Ю.Н., Иванов В.А. Межгодовая изменчивость уровня в северо-западной части Черного моря // Исследования шельфовой зоны Азово-Черноморского бассейна. - Севастополь: МГИ НАНУ, 1995. - С. 18 - 21
16. Рябинин А.И., Кравец В.Н., Губанов В.И. и др. Гидрохимические условия. Черное море // Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. - М.: Гидрометеиздат, 1990. -Т. 4. - Вып. 2. - 257 с.
17. Добржанская М.А. Основные черты гидрохимического режима Черного моря // Тр. Севастопольской биологической станции. -1960. - Т. 13. - С. 325 - 373.
18. Алмазов А.М. Гидрохимия устьевых областей рек. - Киев, 1962: Изд. АН УССР. - 253 с.
19. Практическая экология морских регионов. Черное море // Под ред. В.П. Кеонджян, Ю.В. Терехин. - Киев: «Наукова Думка», 1990. - Гл. 8. - С. 192 - 200.
20. Ведерников В.И., Демидов А.Б. Первичная продукция и хлорофилл в глубоководных районах Черного моря // Океанология. - 1993. - 33. - №2. - С. 229 - 235.
21. Шушкина Э.А., Мусаева Э.И. Структура планктонного сообщества эпипелагиали Черного моря и ее изменения в связи с вселенцем нового вида гребневика // Океанология. - 30. -Вып. 2. - С. 324 - 328.
22. Balch W.M., Holligan P.M., Acklson S.G., Voss K.I. Biological and optical properties of mesoscale coccolithophore blooms in the Gulf of Main // Limnol. and Oceanogr. - 1991. - 36(4). - P. 629 - 643.
23. Морозова-Водяницкая Н.В. О значении кокколитофорид и особенно понтосферы в планктоне Черного моря // Труды Севастопольской биологической станции. - 1957. - т. IX. - С. 14 - 22.
24. Аннинский Б.Е., Тимофте Ф. Распределение зоопланктона в западном секторе Черного моря в октябре 2005 г. // Морской экологический журнал. - 2009. - 8. - №1. - С. 17 - 31.

3.4. МНОГОЛЕТНЯЯ И СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СОДЕРЖАНИЯ ВЗВЕШЕННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ВЕРХНЕМ СЛОЕ В ГЛУБОКОВОДНЫХ РАЙОНАХ ЧЕРНОГО МОРЯ

Взвешенное органическое вещество (ВОВ) является важным биологическим компонентом морской экосистемы. Исследование состава ВОВ и пространственно-временной изменчивости его компонентов позволяет оценить продуктивность морской экосистемы, интенсивность протекания в ней биогеохимических процессов и устойчивость этой экосистемы к воздействиям на нее различных природных и антропогенных факторов. Изучение изменчивости распределения содержания ВОВ также имеет особое значение, в частности, для понимания причин и характера изменчивости прозрачности вод верхнего слоя моря.

Известно, что главным продуцентом ВОВ в морской среде является планктон, в особенности фитопланктон [1]. В настоящее время сезонная изменчивость количественного и качественного состава фитопланктона и его основных характеристик, к которым относятся первичная продукция и содержание хлорофилла «а» ($C_{\text{ХЛ«а»}}$), изучены достаточно подробно [2 – 11].

Для расположенного в умеренных широтах Черного моря характерны ярко выраженные сезонные и межгодовые изменения природных (биотических и абиотических) факторов оказывающих существенное влияние на формирование и изменчивость распределений концентрации компонентов ВОВ. Так, известно, что зимне-весеннее «цветение» фитопланктона является важным периодом его сезонной сукцессии. Зимой в глубоководных районах моря создаются условия для интенсивного развития фитопланктонного сообщества. Это обусловлено высоким положением основного пикноклина, задерживающего основную массу водорослей в слое фотосинтеза, а также усилением вертикального потока биогенных элементов, приводящим к увеличению их концентрации в слое фотосинтеза. Вклад первичной продукции, создаваемой с января по май может достигать 40% от ее суммарной годовой продукции [9, 11]. В весенний период наблюдается переход от продукционной к деструкционной фазе сукцессии фитопланктона. На распределение и динамику ВОВ в летний период влияют следующие факторы. Прежде всего, это сформированный в июне сезонный термоклин, затрудняющий вертикальный обмен и препятствующий как опусканию ВОВ в нижележащие слои, так и поступлению из этих слоев биогенных элементов в слой фотосинтеза. Кроме того, в поздневесенний период происходит отмирание диатомового комплекса и наблюдается рост числа клеток пикопланктона и мелких жгутиковых. Начинается переход к летней форме сукцессии, которая в значительной степени представлена гетеротрофными формами. На распределение ВОВ в осенний период влияет, прежде всего, сезонная перестройка вертикальной гидрологической структуры вод, приводящая к снижению ее вертикальной устойчивости. Поздней осенью разрушаются сезонные термоклин и пикноклин, что способствует поступлению

питательных веществ в зону фотосинтеза из нижележащих слоев. В то же время из-за снижения освещенности основная доля первичной продукции начинает образовываться в приповерхностном слое. Кроме того, в этот период происходит сезонная сукцессия фитопланктонного сообщества – на смену пиропитовым видам вновь приходят диатомовые водоросли.

В то же время количественные характеристики пространственно-временной изменчивости содержания компонентов ВОВ (взвешенные органический углерод $C_{\text{ВОВ}}$ и органический азот $N_{\text{ВОВ}}$) в глубоководных районах моря в настоящее время изучены недостаточно. Результаты отдельных наблюдений были представлены в работах [12 – 23].

В настоящей работе использовались данные многолетних (1978 – 1995 гг.) исследований распределений гидробиологических характеристик ($C_{\text{ВОВ}}$, $N_{\text{ВОВ}}$, $C_{\text{ХЛ«а»}}$) для анализа их внутрисезонной, сезонной и межгодовой изменчивости в поверхностном слое (0 – 5 м) и в слое фотосинтеза в глубоководных районах Черного моря из банка данных Морского гидрофизического института и Института биологии южных морей НАН Украины. Также использовались литературные данные по содержанию $C_{\text{ВОВ}}$ и $C_{\text{ХЛ«а»}}$ [3, 4, 13, 14, 17 – 20].

Массивы данных включают результаты измерений $C_{\text{ВОВ}}$ ($N_{\text{ВОВ}}$), полученные в 34 экспедициях в течение 1978 – 1995 гг. на 309 станциях и 1377 горизонтах, в том числе, зимой (январь – март) – на 91 станции и 274 горизонтах, весной (апрель – май) – на 57 станциях и 485 горизонтах, летом (июнь – сентябрь) – на 78 станциях и 377 горизонтах, осенью (октябрь – декабрь) – на 83 станциях и 241 горизонте. Для анализа также использовали результаты измерений $C_{\text{ХЛ«а»}}$ на 1108 станциях и 4747 горизонтах, в том числе, зимой – на 223 станциях и 919 горизонтах, весной – на 112 станциях и 681 горизонте, летом – на 404 станциях и 2182 горизонтах, осенью – на 369 станциях и 965 горизонтах. Для оценки соотношения детритной и фитопланктонной фракций в ВОВ использовали величину отношения $C_{\text{ВОВ}} : C_{\text{ХЛ«а»}}$ (далее $C/\text{хл«а»}$), для оценки степени деструкции ВОВ – атомарное отношение $C_{\text{ВОВ}} : N_{\text{ВОВ}}$ (далее $C : N$) [1]. Для построения карт сезонных распределений содержания компонентов ВОВ данные измерений осреднялись по прямоугольникам со сторонами, равными 40' по широте и 1° по долготе.

Пространственное распределение.

В зимний период наиболее обеспечены наблюдениями западная и центральная части моря. Особенности распределений $C_{\text{ВОВ}}$ и $N_{\text{ВОВ}}$ в поверхностном слое, полученные по результатам измерений в 1988 и 1992 гг. (рис. 3.4.1а, 3.4.2а), хорошо воспроизводятся. Максимальные значения их концентраций ($C_{\text{ВОВ}} - 16 - 21$ мкМ, $N_{\text{ВОВ}} - 1,8 - 2,6$ мкМ) зарегистрированы юго-западнее Крыма в районе циклонического круговорота, в районе материкового склона, прилегающего к побережью Болгарии, а также в западной половине восточной части моря.

В слое фотосинтеза здесь также наблюдались повышенные значения концентрации $C_{\text{ВОВ}}$ и $N_{\text{ВОВ}}$ (рис. 3.4.1б, 3.4.2б), но примерно в 1,5 раза меньшие по величине по сравнению с их концентрациями в поверхностном слое.

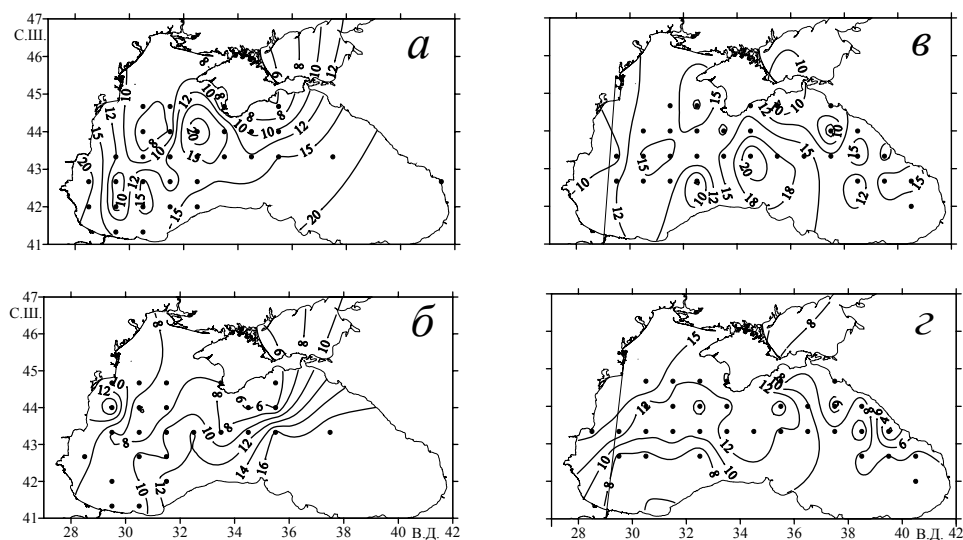


Рисунок 3.4.1. Распределение содержания S_{BOV} (мкМ) зимой (а, б) и весной (в, г) в поверхностном слое (а, в) и в слое фотосинтеза (б, г).

Кроме того, в этих районах (особенно в слое фотосинтеза) отмечены повышенные значения концентрации хлорофилла «а» ($0,9 - 1,35 \text{ мг/м}^3$), (рис. 3.4.3а, б). Рассчитанные для этих районов величины отношения $C/\text{хл}«а»$ изменялись от 140 до 180 в поверхностном слое и от 120 до 140 в слое фотосинтеза, а отношение $C : N$ изменялось в этих слоях соответственно от 7 до 9 и от 6 до 7,5. Пониженные значения концентрации компонентов BOB как в поверхностном, так и в слое фотосинтеза находились в центральной области западной части моря (на периферии циклонического круговорота). Величины отношения $C/\text{хл}«а»$ в этой области изменялись от 180 до 220 в поверхностном слое и от 150 до 170 в зоне фотосинтеза. Величины отношения $C : N$ одинаково изменялись от 8 до 11 в поверхностном слое и в слое фотосинтеза.

Статистические характеристики сезонных изменений содержания компонентов BOB в западной и восточной частях моря представлены в таблице 3.4.1. Содержание компонентов BOB (S_{BOV} , N_{BOV}) в поверхностном слое в западной части моря в зимний период было несколько ниже (на 4 – 9%), а концентрация хлорофилла «а» заметно выше (на 37%), чем в восточной части моря. В начале 90-х годов содержание этих компонентов в западной части моря увеличилось на 13 – 16%, а содержание хлорофилла «а» практически не изменилось. В восточной его части в эти годы содержание S_{BOV} не изменилось, а N_{BOV} выросло более чем в 1,5 раза. Концентрация хлорофилла «а» также несколько увеличилась, но все же была ниже, чем в западной части моря. Концентрация компонентов BOB и хлорофилла «а» в слое фотосинтеза в обеих частях моря в 80-е и 90-е годы была на 6 – 30% ниже, чем концентрация в поверхностном слое. Исключение составило более высокое содержание хлорофилла «а» в восточной части моря в начале 90-х годов. В эти же годы содержание компонентов BOB в слое фотосинтеза увеличилось в 1,2 – 1,6 раза

по сравнению с их содержанием в 80-е годы. Величины отношения $C/хл«а»$ в обеих частях моря были близки. В поверхностном слое их средние величины изменялись в пределах 127 – 138, а в слое фотосинтеза – 117 – 121. Величина отношения $C : N$ в поверхностном слое в обеих частях моря была равна $8,9 \pm 2,0$. В слое фотосинтеза в западной части моря эта величина также была равна $8,9 \pm 2,0$, а в восточной части – $7,2 \pm 1,8$.

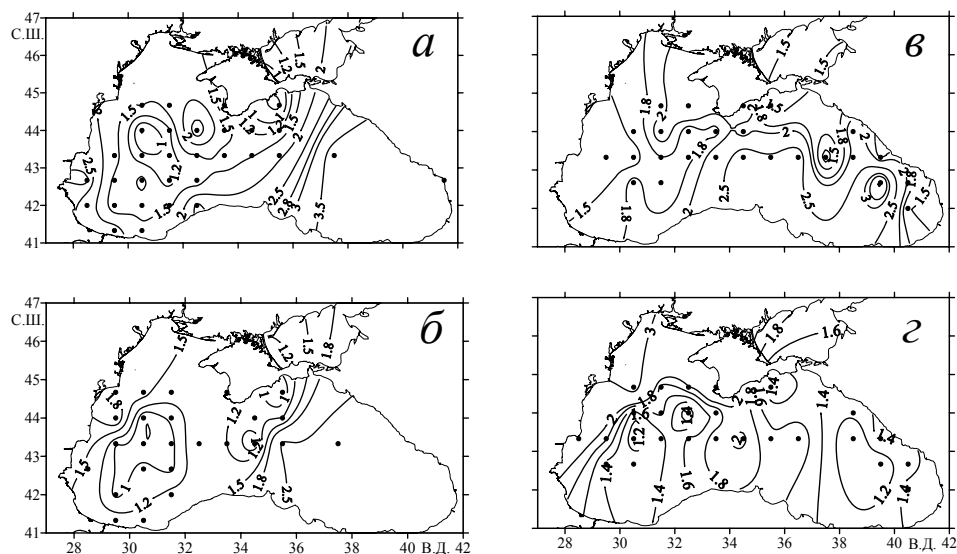


Рисунок 3.4.2. Распределение содержания $N_{нов}$ (мкМ) зимой (а, б) и весной (в, г) в поверхностном слое (а, в) и в слое фотосинтеза (б, г).

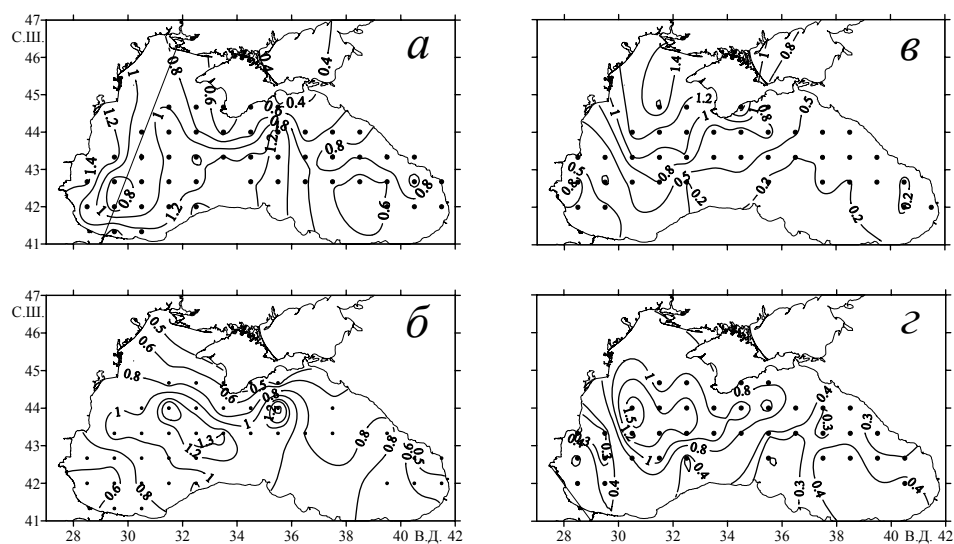


Рисунок 3.4.3. Распределение содержания хлорофилла «а» зимой (а, б) и весной (в, г) в поверхностном слое (а, в) и в слое фотосинтеза (б, г).

В *весенний период* содержание C_{BOB} в поверхностном слое и в слое фотосинтеза меньше по сравнению с его содержанием в зимний период примерно на 15 – 30%. Еще более существенно изменилось содержание хлорофилла «а», которое уменьшилось в 4 – 5 раз. В то же время для весеннего периода (как и для зимнего) было характерно чередование областей повышенных и пониженных концентраций компонент BOB. Так, область максимальных концентраций C_{BOB} и N_{BOB} , наблюдаемая зимой юго-западнее Крыма (рис. 3.4.1а, б, 3.4.2а, б), весной сохранилась в поверхностном слое и в слое фотосинтеза и сместилась несколько юго-восточнее (рис. 3.4.1в, г, 3.4.2в, г). Содержание хлорофилла «а» здесь также повышенное по сравнению с другими районами моря (рис. 3.4.3в, г). Величины отношения $C/\text{хл«а»}$ изменялись в пределах 100 – 220 в поверхностном слое и 450 – 500 в слое фотосинтеза, а отношение $C : N$ изменялось в этих слоях соответственно в пределах 7,5 – 8,8 и 6,5 – 7,0. Такие величины отношения $C/\text{хл«а»}$, видимо, могут свидетельствовать о том, что продуцирование фитопланктона в этом районе моря продолжалось только в поверхностном слое моря. Пониженные значения концентрации C_{BOB} (9 – 12 мкМ), N_{BOB} (1,2 – 1,5 мкМ) и $C \text{ хл«а»}$ (0,25 – 0,3 мг/м³) в поверхностном слое зарегистрированы в восточной части моря в районе 37° – 38° в. д. в антициклонических вихревых образованиях. Пониженные концентрации этих компонентов BOB также отмечены в слое фотосинтеза. Рассчитанные величины отношения $C/\text{хл«а»}$, равные 500 – 700 в поверхностном слое и 350 – 400 в слое фотосинтеза, и отношения $C : N$, равные в этих слоях 8 – 11, свидетельствуют о том, что зимне-весеннее «цветение» фитопланктона в этом районе закончилось и органическая взвесь содержит значительное количество детрита, находящегося на различных стадиях трансформации.

Анализ статистических характеристик изменений концентрации компонентов BOB в весенний период (табл. 3.4.1) показал, что их содержание в поверхностном слое и в слое фотосинтеза в обеих частях моря уменьшилось в 1,1 – 1,5 раза по сравнению с зимним периодом. Еще более значительно (в 3 – 5 раз) понизилось содержание хлорофилла «а» в поверхностном слое. В начале 90-х годов было зарегистрировано заметное увеличение содержания BOB в поверхностном слое по всему морю (в 1,2 – 1,7 раза), а в слое фотосинтеза в западной части в 1,1 – 1,3 раза. В восточной же части в слое фотосинтеза концентрации N_{BOB} и хлорофилла «а» в этот период уменьшились в 1,2 – 1,4 раза.

В *летний период* карты распределений компонентов BOB в поверхностном слое показывают заметное изменение характера пространственного распределения концентрации BOB и его характеристик по сравнению с концентрациями в весенний период (рис. 3.4.4).

Анализ статистических характеристик сезонных изменений содержания компонентов BOB (табл. 3.4.1) показал, что содержание C_{BOB} летом в поверхностном слое в период 1978-1990 гг., равное $9,9 \pm 1,8$ мкМ в западной и $11,1 \pm 2,3$ мкМ в восточной части моря незначительно изменилось по сравнению с весенним периодом ($11,3 \pm 3,3$ мкМ). Аналогичная картина характерна и для N_{BOB} в слое фотосинтеза весенние (рис. 3.4.1 – 3.4.3) и летние (рис. 3.4.5)

концентрации компонентов ВОВ практически не изменились. Концентрации хлорофилла «а» в поверхностном слое в обеих частях моря летом уменьшились в два раза по сравнению с весенним периодом, сохранив небольшое их превышение в западной части моря (рис. 3.4.4, табл. 3.4.1). В слое фотосинтеза концентрация хлорофилла «а» увеличилась в 1,5 – 2 раза по сравнению с концентрацией в поверхностном слое.

Рассчитанные для западной и восточной частей моря величины отношения $C/хл«а»$ в поверхностном слое превышали 1000, а в слое фотосинтеза средние величины этого отношения находились в пределах 350 – 600. Отношение $C : N$ в поверхностном слое в западной части моря было равно $10,8 \pm 7,6$, в восточной – $10,2 \pm 6,4$. Такие величины отношений, видимо, могут свидетельствовать о том, что органическое вещество в основном состоит из детрита, находящегося в сильно трансформированном состоянии.

Таблица 3.4.1. Сезонные изменения концентраций компонентов взвешенного органического вещества в поверхностном слое в западной и восточной частях Черного моря в периоды 1978 – 1990(1), 1991 – 1995 (2) и 1978 – 1994 (1 – 2) гг.

Сезон	Параметр	Величина ¹⁾	Район / Период			
			Западная часть		Восточная часть	
			1	2	1	2
1	2	3	4	5	6	7
Зима	$C_{\text{ВОВ}}$, мкМ	М	14,8	16,7	16,2	15,9
		σ	4,0	–	4,2	2,2
		v	27	–	26	14
	$N_{\text{ВОВ}}$, мкМ	М	1,67	1,94	1,73	2,71
		σ	0,52	–	0,42	0,86
		v	31	–	24	32
	$C_{\text{Хл«а»}}$, Мг/м ³	N/n	4/58	1/1	3/15	1/3
		М	1,58	1,55	1,15	1,32
		σ	0,82	0,17	0,78	0,62
	$C : N$	v	52	11	68	47
		N/n	5/91	2/5	4/46	2/10
		М	9,2	–	9,5	6,2
	$C : C_{\text{Хл«а»}}$	σ	2,2	–	1,9	1,2
		М	138	–	127	130
		σ	78	–	51	24
Весна	$C_{\text{ВОВ}}$, мкМ	М	11,3	14,7	11,3	17,8
		σ	3,7	6,9	3,1	6,0
		v	33	47	27	34
	$N_{\text{ВОВ}}$, мкМ	М	1,26	2,17	2,4	2,72
		σ	0,65	1,38	0,1	0,8
		v	51	63	4	29
	$C_{\text{Хл«а»}}$, Мг/м ³	N/n	4/9	2/12	3/9	1/7
		М	0,44	0,54	0,3	0,36
		σ	0,31	0,37	0,25	0,19
	$C : N$	v	70	68	78	53
		N/n	5/29	3/20	4/30	2/15
		М	11,9	7,8	5,6	7,6
	$C : C_{\text{Хл«а»}}$	σ	6,7	2,3	0,2	2,3
		М	774	318	600	872
		σ	542	123	100	606

Таблица 3.4.1. Продолжение.

Сезон	Параметр	Величина ¹⁾	Район / Период					
			Западная часть			Восточная часть		
			1	2	1 – 2	1	2	1 – 2
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Лето	C _{ВОВ} , мкМ	М	9,9	27,3	–	11,11	43,5	–
		σ	1,8	8,7		2,3	20,2	
		v	18	32		11	46	
	N _{ВОВ} , мкМ	М	1,23	3,18	–	1,35	8,3	–
		σ	0,61	1,58		0,55	6,3	
		v	50	50		41	76	
		N/n	3/12	2/6		2/20	2/12	
	C _{ХЛ«а»} , Мг/м ³	М	0,21	0,89	–	0,16	2,33	–
		σ	0,17	0,22		0,12	1,03	
		v	81	25		75	44	
		N/n	10/176	1/4		9/128	1/8	
Осень	C : N	М	10,8	9,4	–	10,2	7,0	–
		σ	7,6	2,2		6,4	3,0	
		σ	1060	395	–	1286	301	–
	C : C _{ХЛ«а»}	М	635	102		430	110	
		σ						
		σ						
	C _{ВОВ} , мкМ	М	12,1	11,3	11,8	10,9	16,1	12,9
		σ	4,9	3,5	4,7	7,6	4,7	60,5
		v	40	31	40	70	29	50
	N _{ВОВ} , мкМ	М	1,21	1,43	1,27	0,97	2,2	1,5
		σ	0,47	0,63	0,53	0,54	0,35	0,47
		v	39	44	42	55	16	31
		N/n	3/27	3/14	6/41	3/15	2/9	5/24
	C _{ХЛ«а»} , Мг/м ³	М	0,52	0,47	0,5	0,44	0,61	0,5
		σ	0,24	0,23	0,24	0,2	0,31	0,25
		v	46	49	48	45	50	50
		N/n	5/66	5/42	10/108	5/71	4/45	9/116
	C : N	М	10,3	8,9	9,9	9,1	9,2	9,1
		σ	3,8	4,1	4,0	3,5	2,1	3,0
		σ	228	378	271	152	200	181
	C : C _{ХЛ«а»}	М	106	185	150	64	52	75
		σ						
		σ						

¹⁾ М – среднее арифметическое значение, σ – среднее квадратическое значение, v – коэффициент вариации (%), N – число рейсов, n – число станций.

В июле 1992 г. содержание компонентов ВОВ в северной половине акватории моря значительно увеличилось по сравнению с предыдущим периодом наблюдений (рис. 3.4.4б, г). В западной части моря их концентрации выросли более чем в 2,5 раза, в восточной части концентрация C_{ВОВ} увеличилась почти в 4 раза, а N_{ВОВ} – в 6 раз (табл. 3.4.1). Повышенные значения содержания компонентов ВОВ наблюдались в центральном районе, где концентрация C_{ВОВ} имела значение 40 – 50 мкМ, а концентрация N_{ВОВ} – 10 – 18 мкМ.

Распределение концентрации хлорофилла «а» (рис. 3.4.4е) хорошо совпадало с распределениями концентраций C_{ВОВ} и N_{ВОВ} (особенно C_{ВОВ}). Содержание хлорофилла «а» в 1992 г. по сравнению с предыдущим периодом заметно увеличилось во всем море, но более значительно в восточной его части. Здесь оно возросло более чем в 10 раз.

Рассчитанные значения отношений C : N (равные 9,4 ± 2,2 и 8,3 ± 1,8 в западной части и 7,0 ± 3,0 и 5,6 ± 1,5 в восточной части в поверхностном слое и

в слое фотосинтеза соответственно) и $C/\text{хл}«а»$ (395 ± 102 и 377 ± 151 в западной части моря и 301 ± 110 и 285 ± 189 в восточной части в поверхностном слое и в слое фотосинтеза соответственно), видимо, могут свидетельствовать о том, что в составе ВОВ в обеих частях моря преобладал детрит.

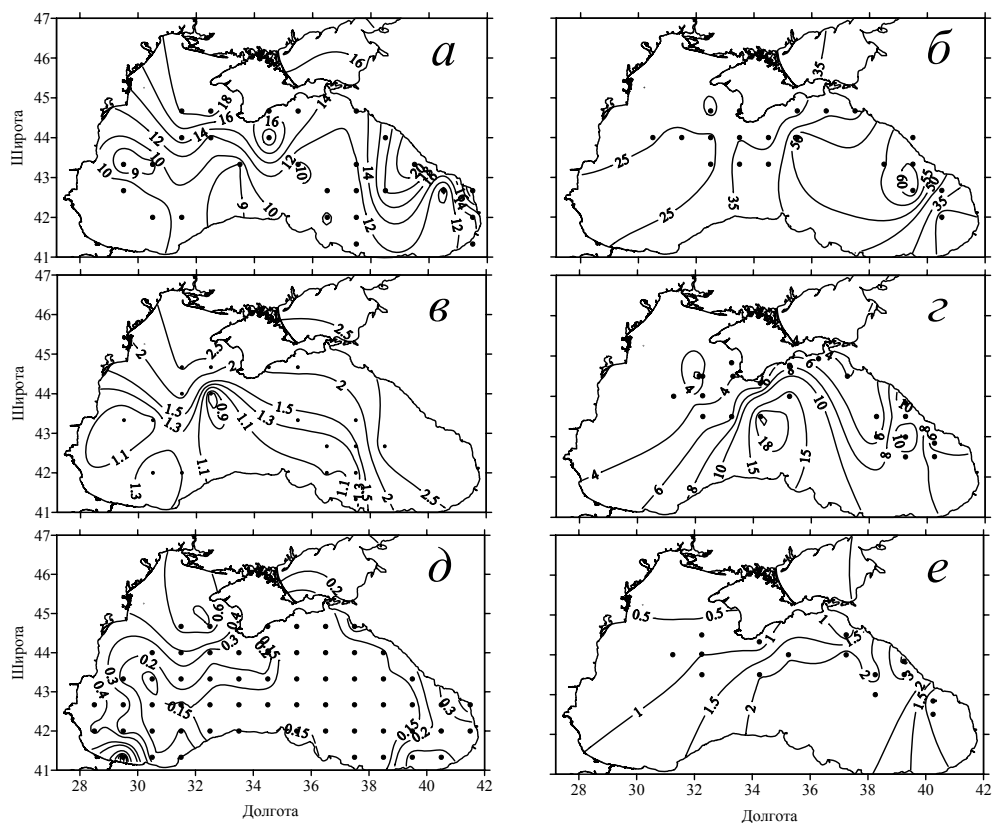


Рисунок 3.4.4. Распределение концентраций $C_{\text{ВОВ}}$ (мкМ) – а, б, $N_{\text{ВОВ}}$ (мкМ) – в, г и $C_{\text{ХЛ}}$ (мг/м³) – д, е в 1978 – 1990 гг. – а, в, д и в июле 1992 г. – б, г, е в поверхностном слое в летний период.

В осенний период пространственные распределения концентраций компонентов ВОВ изменились по сравнению с их распределениями в летний период, полученными в течение 1978 – 1990 гг. Так, повышенное их содержание ($C_{\text{ВОВ}}$ равен 15 – 19 мкМ, $N_{\text{ВОВ}}$ – 1,5 – 1,9 мкМ) наблюдалось в южной части центрального района моря (рис. 3.4.6а, в), где летом оно было пониженным ($C_{\text{ВОВ}}$ равен 9 – 10 мкМ, $N_{\text{ВОВ}}$ – 0,9 – 1,1 мкМ) (рис. 3.4.4а, в). Наблюдаемая летом область повышенных значений концентраций этих компонентов ВОВ в северо-восточной части моря в осенний период сохранилась, а в северо-западном районе глубоководной части моря их концентрации уменьшились примерно в 1,5 раза. Распределение хлорофилла «а» в поверхностном слое в осенний период в основном сохранило особенности, отмеченные выше для его распределений в летний период. В тоже время на большей части акватории моря это распределение стало менее однородным, напоминая мозаичную структуру

(рис. 3.4.6д). Так, выделялись области с повышенными его концентрациями в юго-западном и северо-западном районах. Отличной от летнего периода особенностью явилось низкое содержание хлорофилла «а» в южной половине моря, увеличивающееся в северном направлении, и в районе Кавказского побережья.

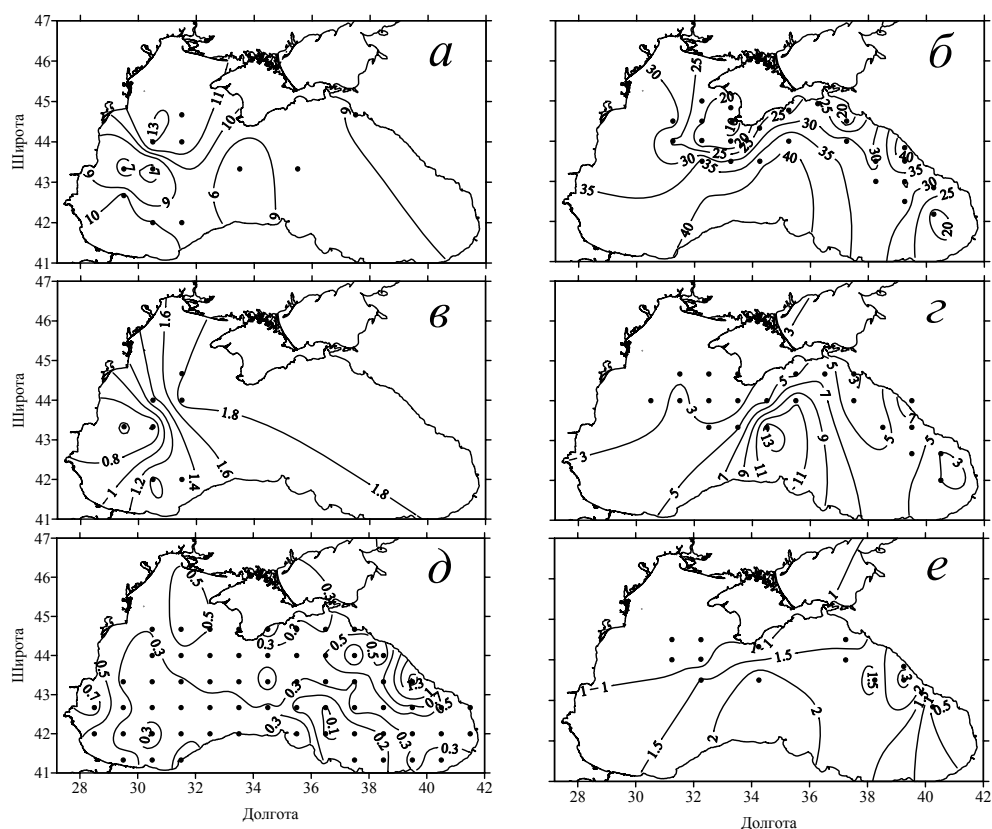


Рисунок 3.4.5. Распределение средневзвешенных значений концентраций C_{BOV} (мкМ) – а, б, N_{BOV} (мкМ) – в, г и $C_{\text{ХЛ}}$ (мг/м³) – д, е в 1978 – 1990 гг. – а, в, д и в июле 1992 г. – б, г, е в слое фотосинтеза в летний период.

Анализ статистических характеристик изменений концентраций компонентов BOB в глубоководной части моря в осенний период (табл. 3.4.1) показал, что содержание C_{BOV} в поверхностном слое увеличилось (~ 18%) по сравнению с летним периодом, а содержание N_{BOV} , практически не изменившееся в западной части моря, в восточной его части увеличилось на 11%. Более значительные изменения в осенний период наблюдались в концентрации хлорофилла «а». В поверхностном слое она увеличилась в 2,5 – 3 раза по сравнению с летним периодом (1978 – 1990 гг.). Рассчитанные величины отношения $C/\text{хл}«а»$ и $C : N$ могут свидетельствовать о том, что BOB в осенний период был представлен фитопланктоном и детритом, находившемся в

различной степени трансформации. При этом детрит был менее трансформирован в слое фотосинтеза.

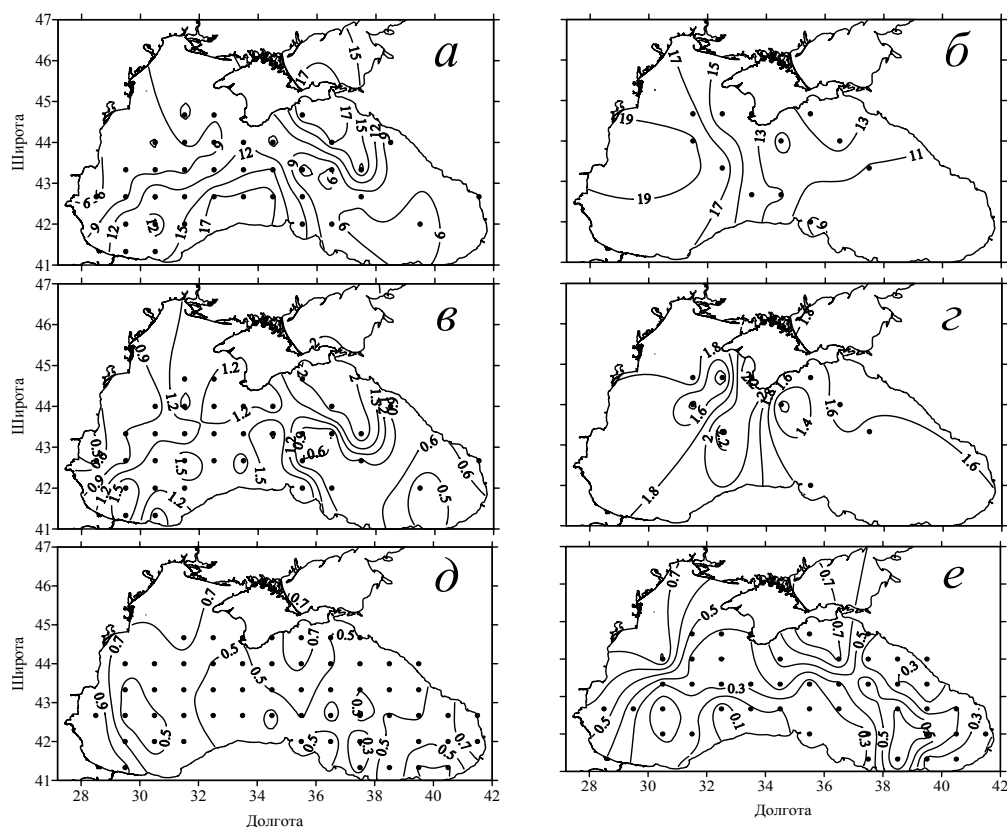


Рисунок 3.4.6. Распределение концентраций C_{BOV} (мкМ) – а, б, N_{BOV} (мкМ) – в, г и C_{CHL} (мг/м³) – д, е в поверхностном слое. – а, в, д и в слое фотосинтеза – б, г, е в осенний период.

Внутрисезонная изменчивость.

В первом приближении о внутрисезонной изменчивости можно судить по сезонным изменениям коэффициента вариации v ($v=100\sigma/M$, %), выражающего долю среднего квадратического отклонения в процентах от среднего значения (табл. 3.4.1).

Изменчивость содержания компонентов BOV и хлорофилла «а» в зимний период в поверхностном слое и в слое фотосинтеза была в обеих частях моря примерно одинаковой. При этом максимальные изменения были характерны для концентрации хлорофилла «а», минимальные – для C_{BOV} . Весной изменчивость содержания компонентов BOV и хлорофилла «а» в поверхностном слое несколько увеличилась во всем море по сравнению с зимним периодом и была более высокой в западной его части. В слое фотосинтеза их изменчивость в западной части моря незначительно отличалась от изменчивости в зимний период. В восточной части в этом слое изменчивость концентрации C_{BOV} и хлорофилла «а» весной несколько повысилась, а изменчивость концентрации

N_{BOB} – понижалась по сравнению с зимним периодом. Летом в поверхностном слое в период 1978-1990 гг. более высокая изменчивость концентрации компонентов BOB наблюдалась в западной части моря, а в 1992 г. наоборот – в восточной его части. При этом максимальные изменения были характерны для концентрации хлорофилла «а», минимальные – для C_{BOB} . Осенью в поверхностном слое повышенная изменчивость была отмечена для концентрации для C_{BOB} и хлорофилла «а» в восточной части моря. В слое фотосинтеза в летний период в течение всего времени наблюдений более высокая изменчивость была зарегистрирована в восточной части. В осенний период более изменчивым было содержание C_{BOB} и N_{BOB} в западной части. Изменения концентрации хлорофилла «а» в обеих частях моря были близки.

Изменения концентрации компонентов BOB в поверхностном слое (0 – 5 м) и в слое фотосинтеза (изменяющимся по глубине в пределах 30 – 45 м зимой, 50 – 60 м весной и летом, 45 – 55 м осенью) в западной и восточной частях моря в зимне-весенний период показаны на рисунках 3.4.7, 3.4.8. Кроме того, для каждого месяца были рассчитаны средние арифметические значения и средние квадратические отклонения величин отношений $C : N$ и $C_{\text{хл}}/a$ (табл. 3.4.2 – 3.4.5).

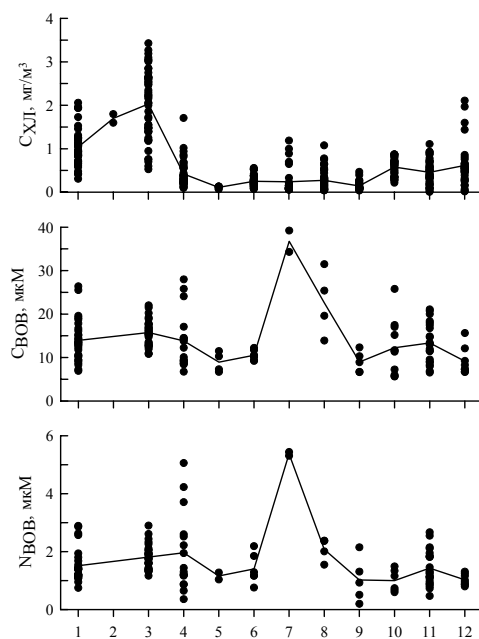


Рисунок 3.4.7. Изменение содержания C_{BOB} , N_{BOB} и $C_{\text{хл}}$ в поверхностном слое в глубоководных районах западной части Черного моря с января по декабрь. Линией соединены средние месячные значения концентраций.

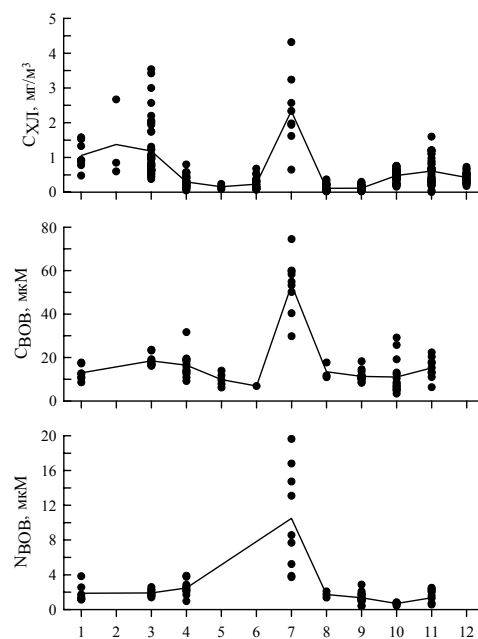


Рисунок 3.4.8. Изменение содержания C_{BOB} , N_{BOB} и $C_{\text{хл}}$ в поверхностном слое в глубоководных районах восточной части Черного моря с января по декабрь. Линией соединены среднемесячные значения концентраций.

В поверхностном слое характер изменений концентрации $C_{\text{ВОВ}}$, $N_{\text{ВОВ}}$ в обеих частях моря примерно одинаков, а их абсолютные величины несколько выше в восточной части. Повышенные значения этих концентраций наблюдались в зимний период, достигая максимума в марте. Весной содержание $C_{\text{ВОВ}}$ понижалось, достигая минимума в мае.

Таблица 3.4.2. Динамика изменения содержания компонентов взвешенного органического вещества в поверхностном слое в западной части Черного моря.

Пара-метр	Вели-чина ¹⁾	Месяцы											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$C_{\text{ВОВ}}$, мкМ	мин	6,9	–	10,8	6,8	6,7	9,2	34,3	13,9	6,7	5,7	6,6	6,7
	макс	26,4	–	22,0	28,0	11,5	12,2	39,3	31,5	12,3	25,8	21,1	15,7
	M	13,9	–	15,8	13,8	8,9	10,5	36,8	22,6	9,0	12,3	13,4	9,2
	σ	4,7	–	2,8	6,3	2,0	1,0	2,5	6,6	2,2	6,0	4,5	3,0
	N/n	2/27	–	2/31	4/17	2/4	2/7	1/2	1/4	1/5	3/11	3/22	1/8
$N_{\text{ВОВ}}$, мкМ	мин	0,75	–	1,18	0,36	1,04	0,76	5,31	1,55	0,2	0,6	0,47	0,8
	макс	2,89	–	2,9	5,06	1,28	2,19	5,44	2,38	2,15	1,49	2,67	1,24
	M	1,51	–	1,81	1,96	1,16	1,41	5,38	2,08	1,02	1	1,43	1,03
	σ	0,57	–	0,41	1,32	0,12	0,48	0,07	0,34	0,68	0,35	0,59	0,18
	N/n	2/27	–	2/31	3/16	1/2	1/6	1/2	1/4	1/5	2/6	3/22	1/8
$C_{\text{ХЛ«ав»}}$, мг/м ³	мин	0,31	1,6	0,53	0,1	0,07	0,08	0,06	0,04	0,06	0,22	0,03	0,03
	макс	2,06	1,8	3,43	1,71	0,13	0,56	1,19	1,08	0,47	0,87	0,93	2,11
	M	1,04	1,7	2,03	0,42	0,11	0,25	0,24	0,28	0,14	0,58	0,46	0,62
	σ	0,42	0,1	0,77	0,3	0,02	0,12	0,2	0,22	0,1	0,2	0,27	0,49
	N/n	3/44	1/2	4/53	6/42	2/6	4/45	3/44	3/54	1/33	4/34	6/41	2/33
C : N	M	9,4	–	9,1	9,1	9,6	8,2	6,9	10,7	9,1	8,7	10,5	9
	σ	1,8	–	2,5	5,0	1,5	2,6	2,6	1,6	2,9	1,5	4,7	2,4
C : $C_{\text{ХЛ«ав»}}$	M	191	–	76	521	1671	732	310	–	1577	192	324	192
	σ	76	–	33	437	300	197	36	–	674	104	158	45

¹⁾ мин, макс – границы диапазона изменения величин; M – среднее арифметическое значение; σ – среднее квадратическое отклонение; N – количество рейсов; n – количество станций.

Таблица 3.4.3. Динамика изменения содержания компонентов взвешенного органического вещества в поверхностном слое в восточной части Черного моря.

Пара-метр	Вели-чина ¹⁾	Месяцы											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$C_{\text{ВОВ}}$, мкМ	мин	8,6	–	16,2	9,2	7,8	6,9	29,8	11,0	8,4	3,4	6,4	–
	макс	17,7	–	23,6	19,2	14,0	6,9	74,5	17,7	18,3	29,2	22,4	–
	M	12,9	–	18,5	16,5	9,9	6,9	53,5	13,5	11,3	11,0	15,2	–
	σ	3,2	–	2,5	5,4	2,8	–	12	3,0	2,2	7,5	4,7	–
	N/n	2/7	–	2/11	2/13	1/5	1/1	1/9	1/3	1/19	3/15	2/9	–
$N_{\text{ВОВ}}$, мкМ	мин	1,14	–	1,4	0,37	–	–	3,73	1,38	0,39	0,44	0,58	–
	макс	3,84	–	2,3	3,9	–	–	20,6	2,1	2,88	0,82	2,5	–
	M	1,88	–	1,91	2,49	–	–	10,5	1,73	1,35	0,69	1,73	–
	σ	0,93	–	0,35	0,84	–	–	5,74	0,29	0,55	0,13	0,68	–
	N/n	2/7	–	2/10	2/10	–	–	1/9	1/3	1/19	1/7	2/9	–
$C_{\text{ХЛ«ав»}}$, мг/м ³	мин	0,48	0,6	0,38	0,05	0,09	0,07	0,65	0,03	0,03	0,16	0,01	0,18
	макс	1,58	2,67	3,54	0,8	0,24	0,68	4,32	0,37	0,27	0,76	1,6	0,73
	M	1,05	1,37	1,19	0,3	0,16	0,23	2,33	0,11	0,11	0,48	0,61	0,43
	σ	0,36	0,92	0,79	0,16	0,06	0,15	1,03	0,08	0,06	0,16	0,39	0,14
	N/n	2/8	1/3	4/44	4/39	1/4	3/32	1/8	3/46	3/50	4/55	5/36	2/25
C : N	M	7,4	–	9,9	7,2	–	–	6,8	7,75	10,2	8,3	9,8	–
	σ	1,6	–	2,0	2,2	–	–	3,4	0,7	6,4	2,1	3,7	–
C : $C_{\text{ХЛ«ав»}}$	M	155	–	92	650	–	–	301	–	–	165	198	–
	σ	33	–	45	164	–	–	110	–	–	71	56	–

¹⁾ мин, макс – границы диапазона изменения величин; M – среднее арифметическое значение; σ – среднее квадратическое отклонение; N – количество рейсов; n – количество станций.

Таблица 3.4.4. Динамика изменения содержания компонентов взвешенного органического вещества в слое фотосинтеза в западной части Черного моря.

Пара-метр	Вели-чина ¹⁾	Месяцы											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
C _{ВОВ} , мкМ	мин	6,4	–	11,6	6,7	4,7	7,6	31,3	15,1	15,9	5,3	6,8	4,9
	макс	14,4	–	18,5	16,1	7,2	12,1	37	26	15,9	21,7	19,3	4,9
	М	10,1	–	15,6	10,3	6,1	9,7	34,1	20,3	15,9	11,4	14,8	4,9
	σ	2,2	–	2,1	2,3	1,0	1,7	2,8	4,4	0	5,8	5,7	0
	N/n	2/12	–	1/9	3/18	2/5	2/7	1/2	1/3	1/1	2/5	2/3	1/1
N _{ВОВ} , мкМ	мин	0,81	–	0,89	0,58	1,16	1,13	4,71	1,74	0,56	–	1,25	0,78
	макс	1,83	–	2,77	2,51	1,16	1,9	5,9	2,56	0,65	–	2,38	0,78
	М	1,14	–	1,89	1,42	1,16	1,35	5,3	2,04	0,56	–	2	0,78
	σ	0,27	–	2,51	0,53	–	0,26	0,6	0,37	0	–	0,53	0
	N/n	2/12	–	1/9	2/17	1/1	1/6	1/2	1/3	1/1	–	2/3	1/1
C _{ХЛ_{оа}} , мг/м ³	мин	0,31	1,81	0,31	0,17	0,14	0,23	0,12	0,23	0,08	0,29	0,01	0,24
	макс	2,16	2,15	3,36	0,76	0,25	0,65	1,55	0,69	0,38	0,64	0,82	0,67
	М	0,94	0,98	2,05	0,41	0,2	0,44	0,3	0,43	0,2	0,43	0,25	0,39
	σ	0,41	0,17	0,77	0,16	0,04	0,13	0,25	0,12	0,08	0,1	0,2	0,12
	N/n	3/44	1/2	3/43	5/40	2/7	3/11	3/44	2/30	2/29	3/8	3/16	2/10
C : N	М	9,1	–	8,7	8,0	6,2	7,4	6,4	9,6	10,5	–	7,1	6,3
	σ	1,9	–	1,9	2,1	0	2,1	0,1	1,3	0	–	1,2	0
C : C _{ХЛ_{оа}}	М	149	–	68	339	414	257	283	–	355	196	539	210
	σ	39	–	11	196	0	55	3	–	0	61	133	0

¹⁾ мин, макс – границы диапазона изменения величин; М – среднее арифметическое значение; σ – среднее квадратическое отклонение; N – количество рейсов; n – количество станций.

Таблица 3.4.5. Динамика изменения содержания компонентов взвешенного органического вещества в слое фотосинтеза в восточной части Черного моря.

Пара-метр	Вели-чина ¹⁾	Месяцы											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
C _{ВОВ} , мкМ	мин	5,6	–	14,2	1,3	4,8	9,9	25,6	–	–	5	8,7	–
	макс	17,6	–	19,0	17,4	9,2	9,9	40,8	–	–	22,5	17,2	–
	М	12,4	–	16,6	10,8	6,6	9,9	35,2	–	–	11,7	12,4	–
	σ	4,4	–	2,4	4,0	1,6	0	9	–	–	6,6	2,8	–
	N/n	2/5	–	1/2	3/13	1/5	1/1	1/9	–	–	2/7	2/6	–
N _{ВОВ} , мкМ	мин	0,57	–	1,6	0,98	–	–	3,96	–	–	–	1,6	–
	макс	3,06	–	2,78	2,09	–	–	14,28	–	–	–	1,72	–
	М	1,7	–	2,19	1,54	–	–	7,3	–	–	–	1,4	–
	σ	0,97	–	0,59	0,37	–	–	3,39	–	–	–	0,24	–
	N/n	2/5	–	1/2	2/9	–	–	1/9	–	–	–	2/6	–
C _{ХЛ_{оа}} , мг/м ³	мин	0,42	0,61	0,62	0,1	0,11	0,36	0,79	0,21	0,05	0,22	0,03	0,37
	макс	1,38	0,8	3,5	1,1	0,25	0,99	3,52	0,63	0,51	0,66	1,14	0,37
	М	0,78	0,71	1,71	0,39	0,19	0,61	2,15	0,37	0,18	0,44	0,47	0,37
	σ	0,28	0,1	0,88	0,2	0,05	0,16	1,0	0,11	0,11	0,16	0,3	0
	N/n	2/8	½	3/16	5/39	1/4	2/16	1/6	2/16	1/25	3/11	3/23	1/1
C : N	М	6,9	–	7,9	6,9	–	–	5,6	–	–	–	9,3	–
	σ	2,0	–	1,0	2,0	–	–	1,4	–	–	–	3,42	–
C : C _{ХЛ_{оа}}	М	126	–	74	608	–	384	285	–	–	275	182	–
	σ	42	–	0	175	–	0	109	–	–	92	22	–

¹⁾ мин, макс – границы диапазона изменения величин; М – среднее арифметическое значение; σ – среднее квадратическое отклонение; N – количество рейсов; n – количество станций.

Характер внутрисезонных изменений концентрации C_{ВОВ} и N_{ВОВ} в поверхностном слое и в слое фотосинтеза в обеих частях моря примерно одинаков. Высокие их среднемесячные значения в июле и августе,

сопоставимые с концентрациями компонентов ВОВ в летний период в предустьевых районах северо-западной части моря [24].

В позднелетний период (сентябрь) во всем море и в декабре в западной его части содержание компонентов ВОВ было пониженным, а в ноябре отмечено небольшое его повышение. Отметим также, что содержание $C_{\text{ВОВ}}$ и $N_{\text{ВОВ}}$ в летне-осенний период в поверхностном слое выше, чем в слое фотосинтеза.

Характер внутрисезонных изменений концентрации хлорофилла «а» несколько отличался от таких изменений концентрации $C_{\text{ВОВ}}$ и $N_{\text{ВОВ}}$ (рис. 3.4.7, 3.4.8, табл. 3.4.2 – 3.4.5). Изменение величины отношения $C/\text{хл}«а»$ в поверхностном слое западной части моря с 732 в июне до 1577 в сентябре говорит об увеличении доли детрита в ВОВ, а рост отношения $C : N$ с 8,2 в июне до 9,1 – 10,7 в августе – сентябре свидетельствует о продолжающейся его трансформации. В слое фотосинтеза доля детрита в летний период была значительно ниже, чем в поверхностном слое. К концу лета она несколько увеличилась (величина отношения $C/\text{хл}«а»$ увеличилась с 257 – 283 в июне – июле до 355 в сентябре). При этом в конце лета детрит был более трансформирован, чем в начале (величина отношения $C : N$, равная в июне 7,4, в сентябре увеличилась до 10,5). В осенний период содержание хлорофилла «а» в обеих частях моря по сравнению с летним периодом увеличилось как в поверхностном слое, так и в слое фотосинтеза. Небольшой максимум концентрации в поверхностном слое и в слое фотосинтеза в западной части моря отмечен в октябре и декабре, в восточной части – в ноябре. Величины отношения $C/\text{хл}«а»$ в поверхностном слое, равные 192 – 198, и отношения $C : N$ (9 – 9,8) свидетельствуют о наличии в составе ВОВ фитопланктона и детрита, который был достаточно трансформирован. В слое фотосинтеза относительный вклад фитопланктона в ВОВ в эти месяцы был примерно такой же, как в поверхностном слое.

Межгодовая изменчивость.

Достаточно заметная изменчивость величин концентрации компонентов ВОВ в различные месяцы (рис. 3.4.7, 3.4.8), видимо, является следствием как пространственной изменчивости, так и межгодовой их изменчивости. Сравнение диапазона изменения концентрации компонентов ВОВ и коэффициента вариации для отдельных месяцев и сезонов с аналогичными показателями для отдельных съемок показало, что межгодовая изменчивость была выше пространственной изменчивости в зимне-весенний период 2 – 3 раза, в летний период в 1,6 – 2 раза и в осенний период она выше в 2,3 – 3 раза. Такие сравнительные оценки изменчивости согласуются с оценками изменчивости хлорофилла «а», приведенными в работе [6].

Учитывая непродолжительные по времени и ограниченные по объему сезонные данные наблюдений содержания ВОВ, попытаемся проследить лишь основные особенности его многолетней изменчивости. В зимний период в поверхностном слое западной части моря в 1992 г. наблюдалось небольшое повышение содержания компонентов ВОВ (на 16–20 %) по сравнению с периодом 1984 – 1988 гг. (рис. 3.4.9). В восточной части моря межгодовые

изменения ВОВ были более значительными (концентрация $N_{\text{ВОВ}}$ увеличилась на 56%, а $C_{\text{ХЛ}}\langle\text{а}\rangle$ – на 80%).

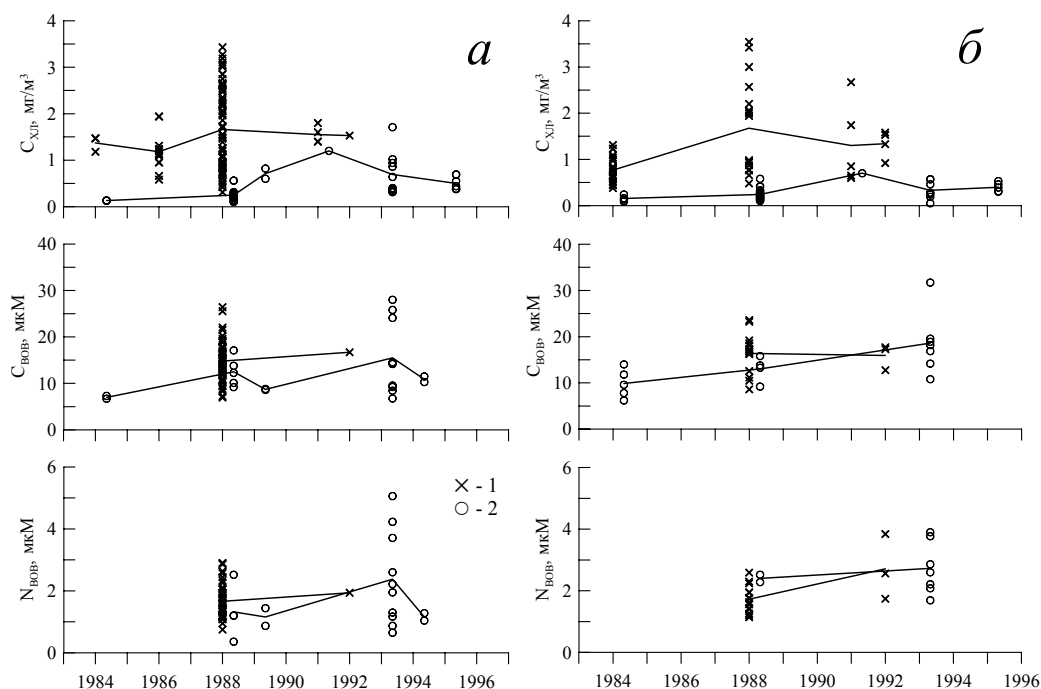


Рисунок 3.4.9. Изменение зимних (1) и весенних (2) значений концентраций $C_{\text{ВОВ}}$, $N_{\text{ВОВ}}$ и $C_{\text{ХЛ}}\langle\text{а}\rangle$ в поверхностном слое в западной (а) и восточной (б) частях Черного моря. Линией соединены средние месячные значения концентраций.

В весенний период в поверхностном слое в обеих частях моря отмечено увеличение содержания компонентов ВОВ в течение 1984 – 1995 гг. (рис. 3.4.9). Так, концентрация $C_{\text{ВОВ}}$ в начале 1990-х годов по сравнению с 1980-ми годами увеличилась в среднем в 1,6 раза, а концентрация хлорофилла «а» увеличилась примерно в 4 раза в западной и в 2,5 раза в восточной части моря. В то же время содержание $N_{\text{ВОВ}}$ в западной части увеличилось в 1,8 раза, а в восточной – всего на 14%. В слое фотосинтеза абсолютные величины концентрации компонентов ВОВ и характер их межгодовой изменчивости были примерно такие же, как и в поверхностном слое.

Изменения летних и осенних концентраций компонентов ВОВ в поверхностном слое, полученные по результатам измерений в отдельных съемках в период 1978 – 1994 гг., показаны на рисунках 3.4.10, 3.4.11. Из рисунков видно, что для концентрации хлорофилла «а» можно выделить три временных интервала с разным уровнем его концентрации.

Для первого интервала (1978 – 1985 гг.) в летний период характерны относительно небольшие средние значения концентраций ($0,11 - 0,18 \text{ мг/м}^3$) и невысокая их межгодовая изменчивость в обеих частях моря. В течение 1986 – 1991 гг. наблюдалось возрастание концентрации как хлорофилла «а» ($0,13 - 0,35$

мг/м³), отмеченное и в работе [6], так и концентрации $C_{\text{ВОВ}}$ (с 9 до 10,3 мкМ в западной части и с 11,3 до 13,5 мкМ в восточной части моря) и $N_{\text{ВОВ}}$ (с 1,02 до 1,4 мкМ в западной части и с 1,35 до 1,73 мкМ в восточной части моря). Наконец, в 1992 г. были зарегистрированы аномально высокие значения их концентраций. В слое фотосинтеза в летний период характер межгодовых изменений содержания компонентов ВОВ в западной части моря сохранился (данных измерений в восточной части моря для такого анализа было недостаточно). Осенью, как и летом, в период 1978 – 1985 гг. в поверхностном слое в обеих частях моря были зарегистрированы относительно небольшие (0,24 – 0,33 мг/м³) концентрации хлорофилла «а» и невысокие их межгодовые изменения. В период с 1986 по 1991 гг. наблюдалось увеличение этих концентраций, а в последующие годы некоторое их снижение.

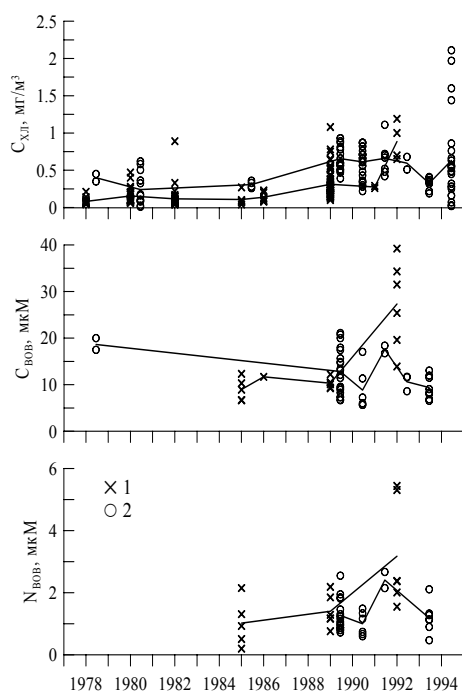


Рисунок 3.4.10. Изменение летних (1) и осенних (2) значений концентраций $C_{\text{ВОВ}}$, $N_{\text{ВОВ}}$ и $C_{\text{ХЛ}}$ в поверхностном слое в западной части Черного моря. Линией соединены средние значения концентраций.

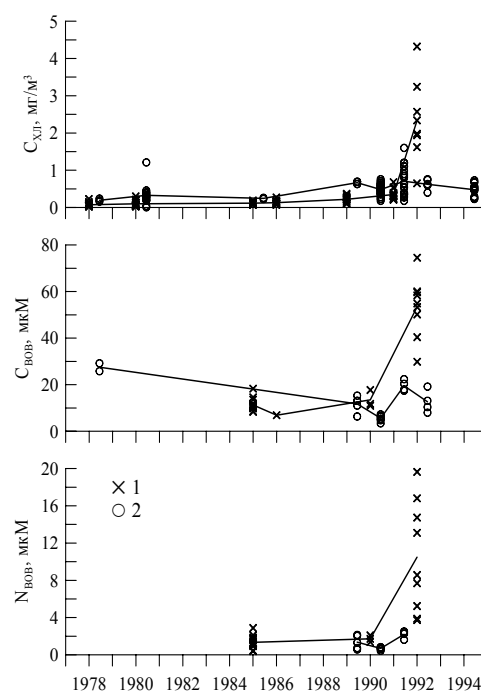


Рисунок 3.4.11. Изменение летних (1) и осенних (2) значений концентраций $C_{\text{ВОВ}}$, $N_{\text{ВОВ}}$ и $C_{\text{ХЛ}}$ в поверхностном слое в восточной части Черного моря. Линией соединены средние значения концентраций.

Компенсировать отсутствие измерений $C_{\text{ВОВ}}$ в 70-е и в первой половине 80-х годов можно путем использования корреляционных связей между измеренными одновременно концентрациями хлорофилла «а», представленными в эти годы достаточно широко, и $C_{\text{ВОВ}}$. Для этого рассчитывались уравнения линейной регрессии вида $y = ax + b$. Степень связи между переменными (y – это $C_{\text{ВОВ}}$, x – $C_{\text{ХЛ}}$) оценивалась по коэффициенту корреляции (r), его достоверности (p) и стандартной ошибки регрессии (σ) [25].

Регрессионная зависимость концентрации $C_{\text{ВОВ}}$ от концентрации хлорофилла «а» в поверхностном слое показана на рисунке 3.4.12. Результаты расчетов содержания $C_{\text{ВОВ}}$ и измеренные в различные годы его концентрации приведены в таблице 3.4.6. Значения коэффициентов корреляции (0,64 – 0,7) для приведенных в таблице зависимостей оказались достоверными при высоких уровнях значимости ($p < 0,001$).

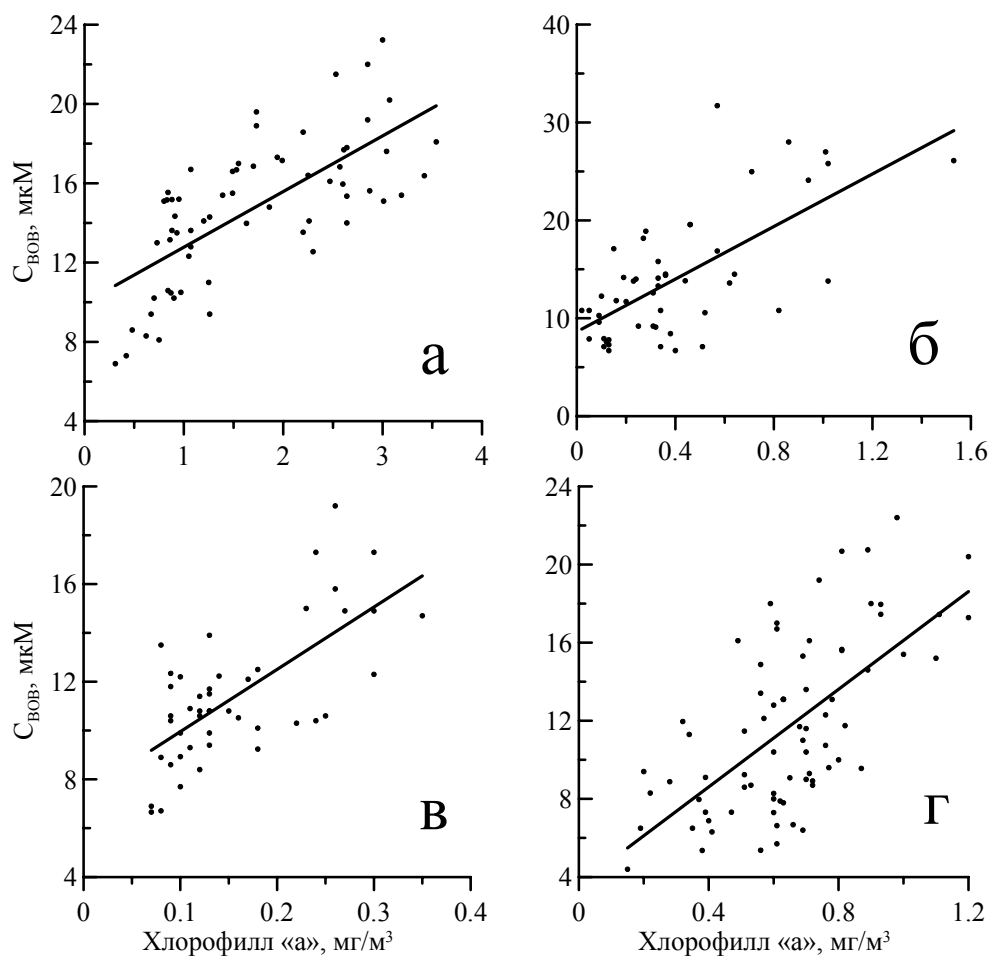


Рисунок 3.4.12. Линейная зависимость содержания $C_{\text{ВОВ}}$ от концентрации хлорофилла «а» в поверхностном слое глубоководной части Черного моря в зимний – а, весенний – б, летний – в и осенний – г периоды.

Таблица 3.4.6. Сопоставление измеренных ($C_{\text{ВОВ ЭКСП}}$) и рассчитанных ($C_{\text{ВОВ РАСЧ}}$) по полученным в отдельных съемках средним значениям концентрации хлорофилла «а» сезонных величин содержания $C_{\text{ВОВ}}$.

Параметр	1981	1982	1984	1986	1988	1989	1991	1992	1993	1994	1995
Западная часть											
Зима, уравнение регрессии $C_{\text{ВОВ РАСЧ}} = 2,8 C_{\text{ХЛ}} + 10$ ($r = 0,7$; $\sigma = 2,6$; $N = 64$)											
$C_{\text{ВОВ РАСЧ}}$	–	–	13,8	13,3	14,7	–	14,3	14,3	–	–	–
$C_{\text{ВОВ ЭКСП}}$	–	–	–	–	14,8±4,0	–	–	16,7	–	–	–
Весна, $C_{\text{ВОВ РАСЧ}} = 13,4 C_{\text{ХЛ}} + 8,6$ ($r = 0,67$; $\sigma = 4,7$; $N = 50$)											
$C_{\text{ВОВ РАСЧ}}$	10,5	10,6	10,3	–	12,0	16,6	24,7	–	18,0	10,6	15,3
$C_{\text{ВОВ ЭКСП}}$	–	11,8	–	–	12,5±2,8	8,7±0,1	–	–	15,5±7,4	10,9±0,6	–
Восточная часть											
Зима, $C_{\text{ВОВ РАСЧ}} = 2,8 C_{\text{ХЛ}} + 10$ ($r = 0,7$; $\sigma = 2,6$; $N = 64$)											
$C_{\text{ВОВ РАСЧ}}$	–	–	12,2	–	14,7	–	13,6	13,8	–	–	–
$C_{\text{ВОВ ЭКСП}}$	–	–	–	–	16,4±4,1	–	–	15,9±2,2	–	–	–
Весна, $C_{\text{ВОВ РАСЧ}} = 13,4 C_{\text{ХЛ}} + 8,6$ ($r = 0,67$; $\sigma = 4,7$; $N = 50$)											
$C_{\text{ВОВ РАСЧ}}$	11,3	–	10,7	–	11,8	–	–	–	14,0	–	14,0
$C_{\text{ВОВ ЭКСП}}$	–	–	9,9 ± 2,8	–	13,0±2,4	–	–	–	17,8±6,0	–	–

Примечание: r – коэффициент корреляции, σ - стандартная ошибка регрессии, N – число наблюдений.

Таблица 3.4.6. Продолжение.

Параметр	1978	1980	1982	1985	1986	1989	1990	1991	1992	1993	1994
Западная часть											
Лето, уравнение регрессии $C_{\text{ВОВ РАСЧ}} = 25,5 C_{\text{ХЛ}} + 7,4$ ($r = 0,68$; $\sigma = 2,1$; $N = 46$)											
$C_{\text{ВОВ РАСЧ}}$	9,5	11,5	10,5	10,2	11,0	13,9	–	14,5	30,1	–	–
$C_{\text{ВОВ ЭКСП}}$	–	–	–	$9,0 \pm 2,2$	$11,7 \pm 1,1$	$10,3 \pm 1,0$	–	–	$27,3 \pm 8,7$	–	–
Осень, $C_{\text{ВОВ РАСЧ}} = 12,5 C_{\text{ХЛ}} + 3,6$ ($r = 0,64$; $\sigma = 3,4$; $N = 75$)											
$C_{\text{ВОВ РАСЧ}}$	8,6	6,6	–	7,5	–	11,7	11,2	11,8	11,0	7,6	11,5
$C_{\text{ВОВ ЭКСП}}$	$18,6 \pm 4,2$	–	–	–	–	$12,8 \pm 4,7$	$8,8 \pm 4,2$	$17,6 \pm 0,8$	$10,6 \pm 1,4$	$9,4 \pm 2,3$	–
Восточная часть											
Лето, $C_{\text{ВОВ РАСЧ}} = 25,5 C_{\text{ХЛ}} + 7,4$ ($r = 0,68$; $\sigma = 2,1$; $N = 46$)											
$C_{\text{ВОВ РАСЧ}}$	9,4	10,0	–	10,5	10,6	13,0	13,3	16,3	–	–	–
$C_{\text{ВОВ ЭКСП}}$	–	–	–	$11,3 \pm 2,2$	$9,7 \pm 2,5$	–	$13,5 \pm 3,0$	–	–	–	–
Осень, $C_{\text{ВОВ РАСЧ}} = 12,5 C_{\text{ХЛ}} + 3,6$ ($r = 0,64$; $\sigma = 3,4$; $N = 75$)											
$C_{\text{ВОВ РАСЧ}}$	6,1	7,7	–	6,6	–	12,0	9,6	12,0	11,4	–	–
$C_{\text{ВОВ ЭКСП}}$	$27,5 \pm 1,7$	–	–	–	–	$11,8 \pm 3,0$	$6,8 \pm 1,2$	$17,4 \pm 2,0$	$12,7 \pm ,2$	–	–

Примечание: r – коэффициент корреляции, σ – стандартная ошибка регрессии, N – число наблюдений.

Совместное использование результатов измерений и расчетов позволило показать, что концентрация $C_{\text{ВОВ}}$ в летний период, равная в 1998 – 1999 гг. $18,4 \pm 2,1$ мкМ и 19,0 мкМ в 1996 г., почти в 2 раза превышает измеренные концентрации в 1985 – 1990 гг., но несколько ниже, чем концентрации $C_{\text{ВОВ}}$ ($27,3 \pm 8,7$ мкМ) летом аномального 1992 г. Отметим также, что рассчитанная концентрация $C_{\text{ВОВ}}$ по хлорофиллу «а», измеренному в октябре 2005 г. в центральной области западной части моря [26], равнялась 9,7 мкМ и была близка к измеренной концентрации ($11,8 \pm 4,7$ мкМ) в период 1980 – 1994 гг.

Таким образом, проведенный анализ сезонных и межгодовых изменений концентрации компонентов ВОВ и хлорофилла «а» в деятельном слое в глубоководной части Черного моря показал их хорошую согласованность. Это подтверждает роль фитопланктона, показателем биомассы которого является содержание хлорофилла «а», как главного продуцента ВОВ. Предложенные сезонные алгоритмы расчета содержания $C_{\text{ВОВ}}$ по концентрации хлорофилла «а» позволили оценить его межгодовую изменчивость в 70 – 90-е годы. При этом было показано, что в конце 90-х годов уровень эвтрофикации вод в летний период был заметно выше, чем в 80-е годы.

Список литературы

1. Романкевич Е.А. Геохимия органического вещества в океане. – М.: Наука, 1977. – 256 с.
2. Планктон Черного моря // Под ред. А.В. Ковалева и З.З. Финенко. - Киев: Наукова думка, 1993. – 280 с.
3. Ведерников В.И. Первичная продукция и хлорофилл в Черном море в летне-осенний период // Структура и продукционные характеристики планктонных сообществ Черного моря. – М.: Наука, 1989. – С. 65 – 83.
4. Ведерников В.И. Особенности распределения первичной продукции и хлорофилла в Черном море в весенний и летний периоды // Изменчивость экосистемы Черного моря. Естественные и антропогенные факторы. – М.: Наука, 1991. – С. 128 - 147.
5. Крупаткина Д.К., Берсенева Г.П. Первичная продукция и хлорофилл «а» Черного моря в осенне-зимний период // Океанология. – 1994. – 34, №6. – С.849 – 854.
6. Ведерников В.И., Демидов А.Б. Первичная продукция и хлорофилл в глубоководных районах Черного моря // Океанология. – 1993. – 33, №2. – С. 229 – 235.
7. Ведерников В.И., Демидов А.Б., Корнеева Г.А. Особенности распределения продукционных характеристик фитопланктона и скорость гидролиза природных полимеров в Черном море в осенний период // Океанология. – 1996. – 36, №2. – С. 250 – 259.
8. Демидов А.Б. Пространственно-временная изменчивость хлорофилла «а» в Черном море в зимне-весенний период // Океанология, 1999. – 39, №5. – С.755 – 767.
9. Ведерников В.И., Демидов А.Б. Долговременная и сезонная изменчивость хлорофилла и первичной продукции в восточных районах Черного моря //

- Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря. Отв. ред. А. Г. Зацепина, М.В. Флинт. – М.: Наука, 2002. – С. 212 – 234.
10. *Yunev O.A., Vedernikov V.I., Basturk O., et al.* Long-term variability of vertical chlorophyll a and nitrate profiles in the open Black Sea: eutrophication and climate change // *Mar. Ecol. Prog. Ser.* – 2005. – 294. – P. 95 – 107.
 11. *Демидов А.Б.* Сезонная изменчивость и оценка годовых величин первичной продукции фитопланктона в Черном море // *Океанология*, 2008. – **48**, №5. – С. 718 – 733.
 12. *Финенко З.З.* Содержание органического взвешенного вещества в системе Черного и Азовского морей // *Исследование планктона Черного и Азовского морей. Биология моря. Вып.2* – Киев: Наукова думка, 1965. – С. 12 – 16.
 13. *Филиппов В.С.* Взвешенный органический углерод в водах аэробной зоны Черного моря // *Экосистемы пелагиали Черного моря*. – М.: Наука, 1980. – С. 62 – 64.
 14. *Востоков С.В.* Взвешенное органическое вещество в открытых водах Черного моря весной 1984 г. // *Современное состояние экосистемы Черного моря*. – М.: Наука, 1987. – С. 59 – 67.
 15. *Бурлакова З.П., Еремеева Л.В., Крупаткина Д.К., Чистенко В.М.* Распределение и элементный состав взвешенного вещества в западной и северо-западной частях Черного моря // *Процессы формирования и внутригодовой изменчивости гидрофизических и гидрохимических полей Черного моря*. – Севастополь: МГИ АН УССР, 1988. – С. 162 – 172.
 16. *Агатова А.И., Бурлакова З.П., Еремеева Л.В., Торгунова Н.И.* Растворенное и взвешенное органическое вещество Черного моря в зимне-весенний период // *Комплексные океанографические исследования Черного моря*. – Севастополь: МГИ АН УССР, 1989. – С. 153 – 164.
 17. *Востоков С.В., Коржикова Л.И.* Особенности вертикального распределения взвешенного органического вещества в эпипелагиали Черного моря (май-июнь 1986 г.) // *Структура и продукционные характеристики планктонных сообществ Черного моря*. – М.: Наука, 1989. – С. 246 – 255.
 18. *Востоков С.В.* Динамика взвешенного органического вещества в Черном море в период зимне-весеннего цветения вод фитопланктоном // *Изменчивость экосистемы Черного моря. Естественные и антропогенные факторы*. – М.: Наука, 1991. – С. 262 – 271.
 19. *Востоков С.В.* Взвешенное вещество как показатель продуктивности в западной части Черного моря // *Океанология*, 1996. – **36**, №2. – С. 260 – 267.
 20. *Люцарев С.В., Шанин С.С.* Особенности распределения взвешенного органического углерода в толще вод Черного моря // *Океанология*. – 1996. – **36**, №4. – С. 538 – 542.
 21. *Востоков С.В., Лисицын Б.Е., Коновалов Б.В. и др.* Мезомасштабная изменчивость концентрации хлорофилла «а», взвешенного органического вещества и спектральных показателей поглощения света пигментами фитопланктона в поверхностном слое северо-восточной части Черного моря // *Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря. Отв. ред. А. Г. Зацепин, М. В. Флинт*. – М.: Наука, 2002. – С. 235 – 247.

22. Бурлакова З.П., Еремеева Л.В., Коновалов С.К. Сезонная и пространственная изменчивость содержания взвешенного органического вещества в деятельном слое Черного моря // Морской гидрофизический журнал, 1998. – №5. – С. 30 – 62.
23. Кукушкин А.С. Изменчивость содержания взвешенного органического вещества в глубоководных районах Черного моря в зимне-весенний период // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное исследование ресурсов шельфа. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2009. – Вып.18. – С. 213 – 227.
24. Кукушкин А.С., Бурлакова З.П., Еремеева Л.В. Изменчивость распределения прозрачности и содержания взвешенного вещества в поверхностном слое вод северо-западной части Черного моря в летний период // Океанология. – 2006. – 46, №6. – С. 834 – 845.
25. Румишинский Л.З. Элементы теории вероятности. М.: Наука, 1970. – 256 с.
26. Стельмах Л.В., Бабич И.И., Тугрул С. Отношение органического углерода к хлорофиллу «а» в фитопланктоне поверхностных вод в западной части Черного моря в период осеннего «цветения» // Экология моря, 2006. – Вып. 72. – С. 87 – 91.

3.5. ОЦЕНКА УСТОЙЧИВОСТИ ЦИКЛА УГЛЕРОДА В МОРСКОЙ СРЕДЕ

Устойчивость – важнейшая характеристика любой системы, в том числе и экологической. Она определяет её способность сохранять свое состояние при изменении внешних и внутренних параметров. Величина степени устойчивости экосистем определяет способность природной среды возвращаться к исходному состоянию в случаях как естественных, так и антропогенных воздействий, оценивает ее ассимиляционную ёмкость и задает «диапазон возможностей» для хозяйственной, культурной и технической деятельности человека.

Многочисленные мониторинговые наблюдения показывают, что, испытывая значительную антропогенную нагрузку, экосистемы зачастую продолжают обеспечивать неизменность режима природных циклов, продуцирования биомассы и утилизации, вредных для живых организмов веществ. Эта способность объясняется, так называемой, буферной ёмкостью экосистем и позволяет сохранять многие исходные качества экосистем, даже после их антропогенной трансформации, и обеспечивает системе такие свойства как сохранение равновесия, замыкание цикла в системе и ее «самовосстановление», «самоочищение» [1]. Поэтому задача оценки устойчивости основных природных циклов носит не только научно-исследовательский, но и прикладной характер.

К настоящему моменту разработан широкий спектр методик и способов оценки экологического состояния акваторий [2– 8], в основе которых лежит анализ биоиндикаторов, основных гидрохимических параметров, концентраций загрязняющих веществ в воде и донных отложениях.

Различают физико-химические, биологические (сапробности, Шеннона, олигохетный, биотический) и комплексные (показатель эвтрофикации) показатели качества воды и оценки и оценки водных экосистем. Большая часть из них является скорее «показателями качества воды», нежели оценкой экосистемы в целом. В связи с тем что, во-первых, они используются не системно, хотя и в комплексе с отдельными факторами среды, поэтому не имеют перспективы для оценки состояния устойчивости водных экосистем в целом. Во-вторых, дают только оценки в качественных классах "хорошо" - "плохо", но не дают возможности установить какие либо пределы или конкретные пороговые величины показателей водной экосистемы, которые можно было бы использовать для разработки новой системы оценки состояния.

Для оценки состояния водной среды необходимо понимание функционирования экосистемы в целом, как взаимозависимого единства среды и обитающей в ней биоты и выявление тех показателей, которые позволяют определить ёмкость экосистемы и пределы ее восстановительных способностей. В этом смысле представляется перспективным оценивать не отдельные параметры экосистем, а устойчивость функционирования замкнутых природных циклов в целом.

На сегодняшний момент методов оценки устойчивости основных природных циклов практически не предлагается. Между тем, трансформация морской среды под воздействием антропогенной нагрузки диктует необходимость научного методологического подхода оценки состояния основных природных циклов, который позволял бы сравнивать состояние объектов, как удаленных друг от друга, так и имеющих различные биогеохимические характеристики. В связи с этим, была предпринята попытка, на примере Севастопольской бухты, оценить устойчивость цикла углерода, который является одним из важнейших естественных циклов, обеспечивающих круговорот веществ в природе. Критерием оценки было выбрано соотношение основных осадкообразующих веществ в донных осадках.

Сложившуюся за последние десятилетия экосистему Севастопольской бухты следует рассматривать как типичную экосистему с равновесием природно-антропогенного типа, существующую при постоянном внешнем воздействии человека и интенсивно эксплуатируемую. В бухту поступают промышленные и хозяйственно-бытовые сточные воды, а также ливневые воды с площади водосбора. Ежедневно сбрасывается 10 – 15 тыс. м³ неочищенных или условно-чистых сточных вод, с которыми в водную среду поступает большое количество нестойкого органического вещества и биогенных элементов, а так же широкий спектр загрязняющих веществ.

С целью оценки устойчивости цикла углерода Севастопольская бухта изучалась в период 2003 – 2008 гг. по довольно подробной схеме станций (рис. 3.5.1), захватывающей прилегающую к бухте акваторию внешнего рейда. Методы отбора и химического анализа проб обсуждались в [9, 10].

Органический (C_{org}) и неорганический ($CaCO_3$) углерод являются основными осадкообразующими веществами донных осадков, а их соотношение свидетельствует о направленности одного из основных природных циклов – цикла углерода (рис. 3.5.2).

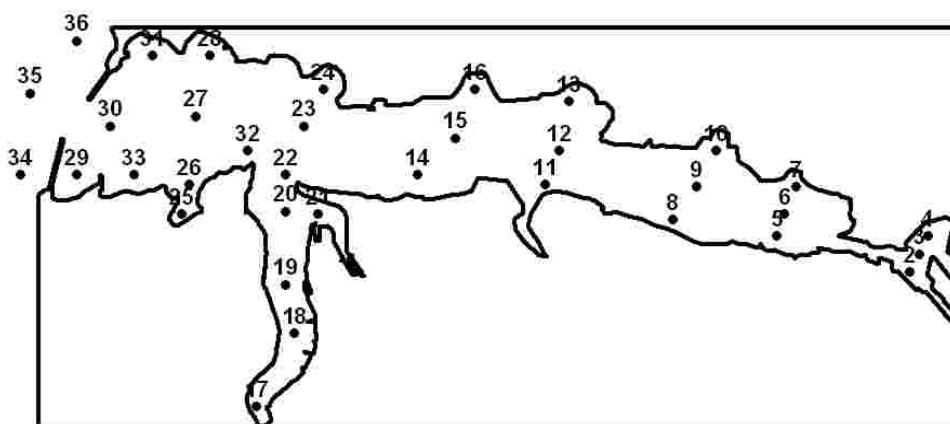


Рисунок 3.5.1. Схема станций натурных измерений в Севастопольской бухте в 2003 – 2008 гг.

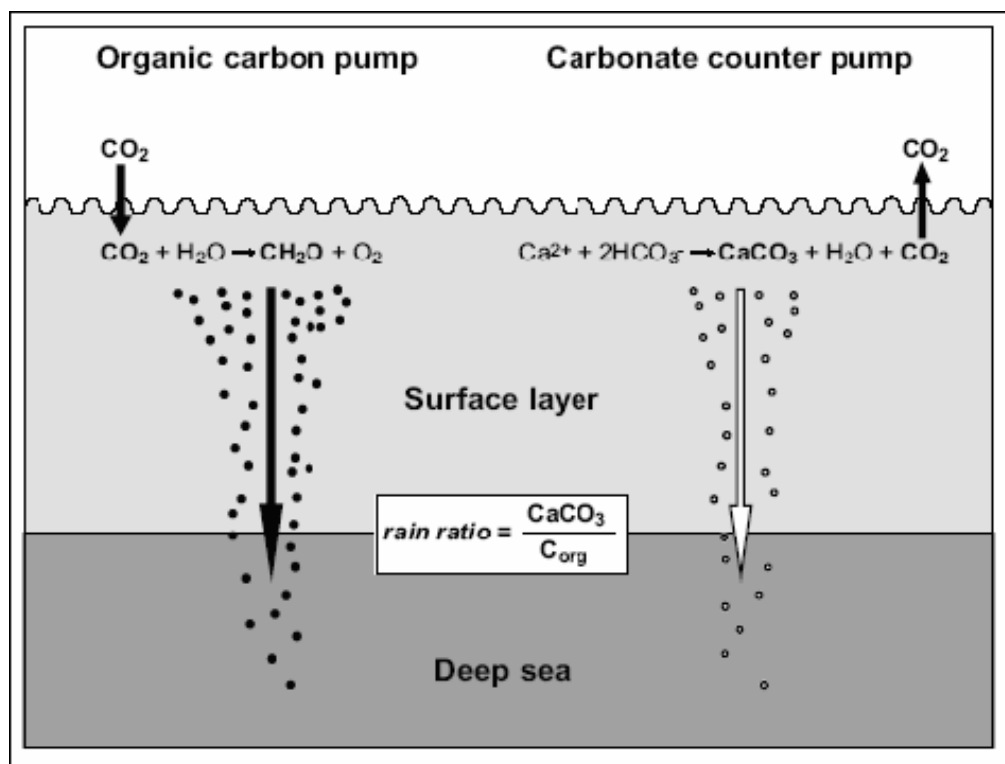
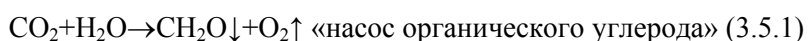


Рисунок 3.5.2. Схема биохимической составляющей цикла углерода.

В углеродном цикле морских экосистем различают органическую составляющую, связанную с синтезом и трансформацией органического вещества (3.5.1), и неорганическую составляющую, включающую процессы образования карбонатов, их выпадения в осадок и растворения (3.5.2).



Такой процесс приводит к потреблению CO₂ и образованию органического вещества, а водная среда поглощает углекислый газ, являясь стоком для CO₂ из атмосферы. Образовавшееся органическое вещество подвергается на последующих этапах процессам окисления и осаждения. В зависимости от соотношения интенсивности этих процессов большая или меньшая часть образовавшегося органического вещества захоранивается в осадках, что определяет инвазию CO₂, т.е. изъятие его из атмосферы.



В результате этой реакции продуцируются карбонат кальция и углекислый газ, что приводит к увеличению доли неорганического углерода в донных осадках, делает акваторию источником углекислого газа и определяет процесс эвазии CO₂, т.е. выделение его в атмосферу.

Поскольку бухта представляет собой мелководную акваторию, то результатом сдвига динамического равновесия цикла углерода в сторону «карбонатного насоса» является накопление в донных осадках CaCO_3 , а в сторону «насоса органического углерода» – $C_{\text{орг}}$.

Опыт оценки уровня загрязнения бухт и эстуариев показал, что разнообразие географических, биогеохимических, климатических и антропогенных условий жизнедеятельности акваторий не позволяет использовать величину абсолютной концентрации гидрохимического параметра в качестве критерия оценки. Поэтому первоначально за критерий оценки было выбрано отношение содержания неорганического углерода к содержанию органического углерода в донных осадках, это отношение называют «gain ratio» [11]:

$$r = \frac{CaCO_3}{C_{\text{орг}}} \quad (3.5.3)$$

Отношение r изменяется от нуля и до бесконечности, в результате чего довольно сложно определить степень смещения цикла в сторону одного или другого динамического равновесия.

Поэтому для определения приоритета образования CaCO_3 или $C_{\text{орг}}$ гораздо удобней оказалось использовать относительную величину – «gain ratio parameter» γ , описанную также в работе [11]:

$$\gamma = \frac{CaCO_3}{CaCO_3 + C_{\text{орг}}} \quad (3.5.4)$$

Этот параметр изменяется от нуля до единицы. Если $\gamma = 0$, в донных осадках имеет место образование только органической формы углерода, а неорганическая форма не образуется вовсе. Если $\gamma = 1$, то образуется только CaCO_3 , а $C_{\text{орг}}$ в донных осадках не накапливается. Таким образом, приоритет одного из равновесий очевиден.

Такой способ оценки устойчивости цикла углерода представляет собой удобную оценочную шкалу, понятную для неспециалистов в области химии моря. Применение этого метода оценки, безусловно, будет способствовать взаимопониманию между административными и научными работниками при обсуждении экологических проблем морских акваторий.

Среднее значение параметра γ по данным 2008 г. для Севастопольской бухты равно 0.46, то есть в целом в бухте органический и неорганический углерод накапливались в примерно равных долях с незначительным сдвигом в сторону $C_{\text{орг}}$. Однако, анализ пространственного распределения величины параметра γ показал, что на большей части площади донных осадков бухты преобладает процесс накопления $C_{\text{орг}}$ и только на выходе из бухты идет процесс интенсивного накопления CaCO_3 .

На рисунке 3.5.3 приведено пространственное распределение параметра γ в донных осадках Севастопольской бухты, из которого отчетливо видно, что площади донных осадков бухты, в которых преобладает накопление органического углерода, над неорганическим, занимают большую её часть.

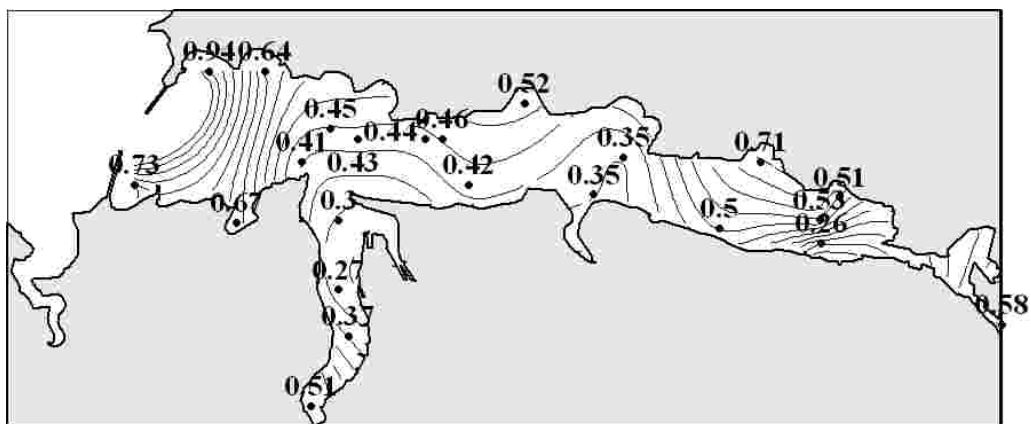


Рисунок 3.5.3. Пространственное распределение параметра γ в верхнем слое (0-5 см) донных осадков Севастопольской бухты в 2008 г.

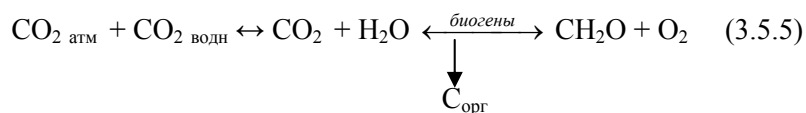
Значение параметра $\gamma \geq 0.5$ было отмечено на прибрежных станциях (ст. 6, 7, 10, 13, 17, 28, 29, 31, 35) и ст. 1, находящейся в месте впадения р. Черной в бухту, преобладание здесь неорганического углерода может объясняться близостью к береговым источникам CaCO_3 .

На станциях расположенных в центре бухты (ст. 11, 12, 14, 22, 23, 32) параметр γ изменялся в пределах от 0.35 до 0.45, тем самым, подтверждая, что в донных осадках идет процесс накопления C_{org} и приоритетной является органическая составляющая цикла углерода.

Отдельно стоит отметить ст. 8 (район ГРЭС) и ст. 18, 19, 20 (бухта Южная). Значения параметра γ на них равны 0.26, 0.37, 0.27, и 0.30 соответственно, таким образом, в данных точках содержание органического углерода превышает содержание неорганического. Южная бухта является мелкой, хорошо освещенной и к тому же наиболее подверженной антропогенному и техногенному влиянию акваторией, в результате чего процессы цикла углерода реализовывались здесь в соответствии с уравнением (3.5.1), что привело к преобладанию C_{org} в донных осадках, несмотря на близость этих станций к береговым источникам терригенного CaCO_3 . На ст.8 в результате близости к ГРЭС нарушен естественный тепловой режим, что приводит к повышению продукции органического вещества и функционированию цикла углерода так же по схеме (3.5.1).

Таким образом, в биохимическом процессе углеродного цикла преобладает органическая составляющая цикла трансформации углекислого газа (3.5.1), что делает бухту стоком углекислого газа [10]. Биогеохимические процессы цикла углерода проходят преимущественно по пути образования и накопления органического вещества, а не по пути образования карбоната кальция. Бухта является стоком для углекислого газа, поскольку продукция превышает скорость окисления синтезируемого и поступающего из береговых источников органического углерода.

Концептуальная модель биохимической составляющей цикла углерода реализуется в виде последовательности химических превращений, приведенных ниже:



Большинство прибрежных акваторий, в особенности эстуариев, выделяют диоксид углерода в атмосферу [12], что позволяет предположить либо доминирование в них процессов образования карбоната кальция, либо поступление и окисление значительных количеств терригенного органического углерода. Такой путь биохимического цикла углерода представляется вполне естественным для прибрежных акваторий, поскольку материковые воды, как правило, обогащены гидрокарбонатным ионом, по сравнению с морскими водами, а береговые стоки обеспечивают поступление органического углерода естественного и антропогенного происхождения. Воды реки Черной, впадающей в Севастопольскую бухту и во многом определяющей ее гидрохимический режим, относятся к гидрокарбонатному классу (группе кальция) в соответствии с классификацией О.А. Алекина. По данным наблюдений сети Гидрометслужбы за 1986-2000 гг. [13] минерализация (сумма ионов) воды колебалась в пределах 320-1110 мг/дм³. Кроме того, в Севастопольскую бухту сбрасываются городские и промышленные сточные воды, содержащие значительное количество органического углерода. Логично было бы предположить, что Севастопольская бухта также относится к водным бассейнам, выделяющим CO₂ в атмосферу. Однако наши данные, полученные за период с 1998 по 2008 гг., свидетельствуют о том, что для Севастопольской бухты характерно преобладание тех процессов цикла углерода, которые связаны с образованием органического углерода, его седиментацией и накоплением в донных осадках.

Также установлено, что цикл углерода экосистемы Севастопольской бухты неустойчив. Рисунок 3.5.4 иллюстрирует изменения параметра γ с 2003 по 2008 гг. – его величина уменьшалась. Более того, 2003 по 2006 г. параметр γ был больше 0.5: изменялся в пределах 0.77 – 0.53, что определяло некоторое преобладание образования CaCO₃ в результате преимущественного протекания процесса (3.5.2) в цикле углерода. Начиная с 2007 г., параметр γ стал меньше 0.5 (0.46), что указывает не только на приоритет процесса (3.5.1), но и на неустойчивость цикла углерода экосистемы, на тенденцию к смене одного динамического равновесия другим.

Переход системы от цикла с преобладанием процессов образования карбонатов к циклу с преобладанием процессов образования органического вещества говорит о том, что наряду с избытком CO₂ в воде имеется количество биогенных элементов, достаточное для протекания фотосинтетических процессов. Изменение типа процесса трансформации CO₂ в водах Севастопольской бухты свидетельствует об изменении направления природного биогеохимического процесса и является откликом экосистемы на антропогенное воздействие.

Реализация цикла углерода в соответствии с моделью (3.5.5) приводит к драматическим последствиям для экосистемы бухты. В работе [14] для донных осадков Тихого океана было установлено, что между C_{org} и интенсивностью сульфатредукции в большинстве случаев сохраняется прямая зависимость. Подобная закономерность, по мнению авторов, носит общий характер и присуща донным осадкам Севастопольской бухты. Отмеченные изменения направления процессов цикла углерода привели к формированию в поверхностном слое (0 – 5 см) обширной зоны восстановленных осадков ($Eh +20 \div -130$ мВ), что, в свою очередь, способствовало возникновению анаэробных условий и появлению восстановленных форм серы (сероводород, тиосульфаты и пр.) в донных отложениях [15].

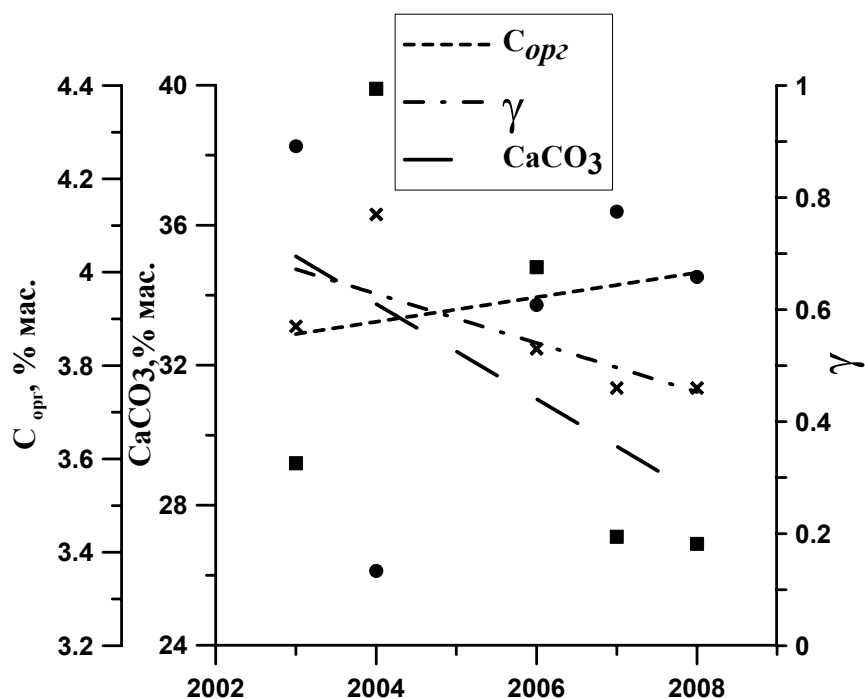


Рисунок 3.5.4. Многолетние изменения среднегодовых концентраций C_{org} (●) и $CaCO_3$ (■) в донных осадках Севастопольской бухты, и параметра γ (x).

За пределами бухты значение параметра γ в том же 2008 году составило 0.99, что является подтверждением совершенно иного динамического равновесия углеродного цикла, чем внутри бухты – в описывается уравнением (3.5.2).

Параметр γ был рассчитан еще для одной бухты Севастопольского региона – Казачьей. Среднее значение параметра γ для Казачьей бухты равно 0.81 по данным 2003 г., значит, в этой бухте существенно преобладал процесс образования и накопления неорганического углерода (3.5.2).

Таким образом, использование относительного показателя γ , позволило определить следующее:

1) цикл углерода экосистемы Севастопольской бухты не является устойчивым, поскольку существенно изменился за непродолжительный период времени;

2) характер доминирующего динамического равновесия в экосистеме бухты предполагает изъятие CO_2 из атмосферы, синтез органического вещества и накопление образовавшегося $\text{C}_{\text{орг}}$ в донных осадках, что привело к появлению зоны восстановленных осадков и, как следствие, возникновению анаэробных условий в придонном слое отдельных частей бухты;

3) провинциями с наиболее интенсивно протекающими процессами накопления $\text{C}_{\text{орг}}$ являются бухта Южная, район севастопольской ГРЭС и центральная часть Севастопольской бухты;

4) в акваториях с менее ощутимой антропогенной нагрузкой и более интенсивным гидродинамическим режимом, чем в Севастопольской бухте (б. Казачья, внешний рейд), биохимическая составляющая реализовывалась в соответствии с естественно-природным для прибрежных экосистем динамическим равновесием.

Список литературы

1. Князева В.П. Экология. Основы реставрации – М.: Наука, 2005. – 648 с.
2. Алимов А.Ф., Балушкина Е.В., Умнов А.А. Подходы к оценке состояния водных экосистем // Экологическая экспертиза и критерии экологического нормирования.– СПб.: НЦ РАН, 1996.– С. 37 - 47.
3. Воробейник Е.Л., Садыков О.Ф., Фарафонов М.Г. Экологическое нормирование техногенных загрязнений наземных экосистем.– Екатеринбург: УИФ Наука 1994.– 380 с.
4. Игнатьева О.Г. Оценка уровня загрязнения Севастопольской бухты. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2007. – Вып. 15 – С. 50 – 56.
5. Гелашивили Д.Б., Зинченко Т.Д., Выхристюк Л.А., Карандашова А.А. Интегральная оценка экологического состояния водных объектов по гидрохимическим и гидробиологическим показателям // Самара: Изв. СамНЦ РАН.– 2002.– № 2.– С. 270 - 275.
6. Федоров В.Д., Максимов В.Н., Сахаров В.Б. Количественный способ оценки внешних воздействий на экологические системы // Человек и биосфера.– М.: МГУ, 1980.– вып.5.– С. 12 - 23.
7. Sladeček V. System of water quality from the biological point of view // Arch. Hydrobiol.– Beiheft., Ergebnisse der Limnol, 1973.– Bd.7.– S. 1 - 218.
8. Eutrophication of waters. Monitoring, Assessment and Control.– France, Paris: OESD, 1982.– 154 p.
9. Романов А.С., Орехова Н.А., Игнатьева О.Г., Коновалов С.К., Овсяный Е.И. Влияние физико-химических характеристик донных осадков на распределение микроэлементов на примере бухт Севастополя (Черное море). // Экология моря. 2007. Вып. 73. - С. 85 - 90.

10. *Игнатьева О.Г., Овсяный Е.И., Романов А.С. и др.* Оценка состояния карбонатной системы вод и изменения содержания органического углерода в донных осадках Севастопольской бухты по данным наблюдений за 1998 – 2005 годы. // Морской гидрофизический журнал. 2007 № 2. - С. 57 – 68.
11. *Zeebe R.E., Wolf-Gladrow D.* CO₂ in seawater: equilibrium, kinetics, isotopes. Elsevier Oceanography Series, 65. 2001. – 346 p.
12. *Cai W.-J., Wang Y.* The chemistry, flux, and sources of carbon dioxide in the estuarine waters of the Satilla and Altamaha Rivers, Georgia // Limnol. Oceanogr. 1998 Vol. 42, № 4. - P. 657 - 668.
13. *Тимченко З.В.* Водные ресурсы и экологическое состояние малых рек Крыма. – Симферополь: Изд-во «Доля», 2002. – 152 с.
14. *Романкевич Е.А.* Органическое вещество донных осадков к востоку от Японии и его влияние на окислительно-восстановительные процессы. // Биогеохимия диагенеза осадков океана. – М.: Наука, 1976. – С. 5 - 19.
15. *Орехова Н.А., Коновалов С.К.* Кислород и сероводород в донных осадках Севастопольской бухты // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон комплексное использование ресурсов шельфа: Сб. научн. тр. Вып. 18 / НАН Украины, МГИ, ИГН, ОФ ИнБЮМ. Редкол.: Иванов В.А. (гл. ред.) и др. – Севастополь. – 2009. – С. 48 – 56.

3.6. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ, УСТОЙЧИВОСТЬ И ЭВОЛЮЦИЯ БИОГЕОХИМИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ВОД ЧЕРНОГО МОРЯ

Первой известной научной публикацией по гидрохимии Черного моря является научный отчет Н.И. Андрусова [2] об участии в черноморской глубоководной экспедиции, изданный в 1890 г. Хотя основное внимание в экспедиции уделялось исследованиям вопросов обеспечения безопасности мореплавания, в отчете было впервые отмечено наличие сероводорода в глубинных водах моря. Таким образом, с самого начала океанографических исследований Черного моря было показано характерное отличие гидрохимической структуры этого бассейна от основного объема вод Мирового океана, причем это отличие исключает возможность существования высших организмов в зараженных сероводородом водах. В связи с этим возникли вопросы о региональных особенностях, устойчивости и эволюции биогеохимической структуры вод моря. Эти вопросы приобрели особую значимость в настоящее время в связи с необходимостью оценки влияния на большую черноморскую экосистему не только естественных, но и интенсивных антропогенных процессов, а также изменений климата.

Этап «первоначального» накопления знаний и данных по гидрохимии черноморского бассейна продолжался до конца 1960-х годов [19]. Вертикальное распределение гидрохимических элементов анализировалось, в первую очередь, с учетом наличия в глубинах Черного моря сероводорода и отсутствия кислорода. Пространственная и временная изменчивость вертикальной гидрохимической структуры рассматривались как совокупный результат взаимодействия поверхностных аэробных и глубинных анаэробных вод в результате вертикальной циркуляции (перемешивания) [6], а также влияния комплекса биолого-геохимических процессов, происходящих с участием органического вещества [27]. Комплексный подход к анализу был характерен лишь для некоторых обобщающих работ [19], тогда как общая методология мониторинга и исследований предполагала анализ индивидуальных гидрохимических характеристик без их взаимосвязей и в отрыве от гидрологических характеристик.

Период 1970 – 1980-х годов характеризовался значительным ростом интенсивности и разнообразия гидрохимических исследований Черного моря. Одной из основных причин повышенного внимания к гидрохимическим исследованиям были опубликованные данные [22, 46] о возможности существенного подъема границы анаэробных вод. Приоритетным направлением исследований этого периода стал долговременный мониторинг положения границы сероводородной зоны. Были получены количественные оценки диапазонов глубины появления сероводорода на различных пространственно-временных масштабах [4, 18] и доказано отсутствие однонаправленного подъема уровня анаэробных вод [4]. Вместе с тем оценки скорости продукции и окисления сероводорода [5] были никак не связаны с интенсивностью

биогеохимических процессов и потоками вещества в водах моря, составляющими бюджет биогеохимических компонентов экосистемы Черного моря.

Другой особенностью этого периода было активное использование численных диагностических моделей, описывающих взаимодействие и распределение кислорода и сероводорода в водах моря [1, 6, 7, 21]. Но эти модели, как правило, включали набор параметризаций в биолого-геохимическом блоке, которые не были связаны бюджетом элементов и общей стехиометрией биогеохимических процессов, а регулировались подбором формальных коэффициентов. По этой причине такие модели могут быть успешно адаптированы для описания наблюдаемых особенностей вертикального распределения, например, кислорода и сероводорода, однако не позволяют исследовать бюджет этих веществ и возможные изменения их распределения в результате внешних воздействий.

В 1990-х годах начался переход к современному этапу гидрохимических исследований Черного моря, который характеризуется, прежде всего, экосистемным подходом [38, 39], использованием интегрированных систем наблюдений и анализа данных на основе широкой международной кооперации [50]. Гидрохимические исследования становятся важной составляющей крупных региональных проектов, включающих междисциплинарное изучение влияния физических, геологических, гидрохимических и биологических процессов на распределение и динамику основных средообразующих компонентов экосистемы, а также эволюцию биогеохимической структуры моря в целом [8, 12, 26]. Важной частью и инструментом таких исследований стали междисциплинарные океанографические информационные системы [25], позволяющие эффективно работать с большими многопараметрическими массивами данных [16, 17]. Развиваемые численные модели [40] отличаются, прежде всего, соответствием экосистемному подходу (учет взаимодействия и взаимного влияния физических, биогеохимических и биологических компонентов системы), соблюдением принципа материального баланса, учетом стехиометрических соотношений в параметризуемых биогеохимических процессах и контролем соответствия граничных условий реальным условиям в морской среде.

Основным достоинством натурных исследований и методов численного анализа, основанным на использовании экосистемного принципа, является то, что при этом были уточнены особенности биогеохимической структуры Черного моря, а также получены количественные оценки бюджета индивидуальных биогеохимических компонентов, роли отдельных процессов различной природы, устойчивости и ассимиляционной емкости системы. При этом стал возможен прогноз возможных изменений биогеохимической структуры моря в условиях наблюдаемых изменений климата и уровня совокупной антропогенной нагрузки.

Региональные особенности вертикальной биогеохимической структуры вод Черного моря и оценки ее межгодовых и многолетних изменений.

Черное море представляет собой типичную двухслойную структуру (рис. 3.6.1a) с водами пониженной солености в верхнем слое, подверженном влиянию

речного стока и сезонных колебаний температуры, и водами повышенной солености в нижнем слое, подверженном влиянию поступающих с нижнебосфорским течением мраморноморских вод. Их разделяет слой вод основного пикноклина, наличие и характеристики которого определяются в первую очередь изменением солености.

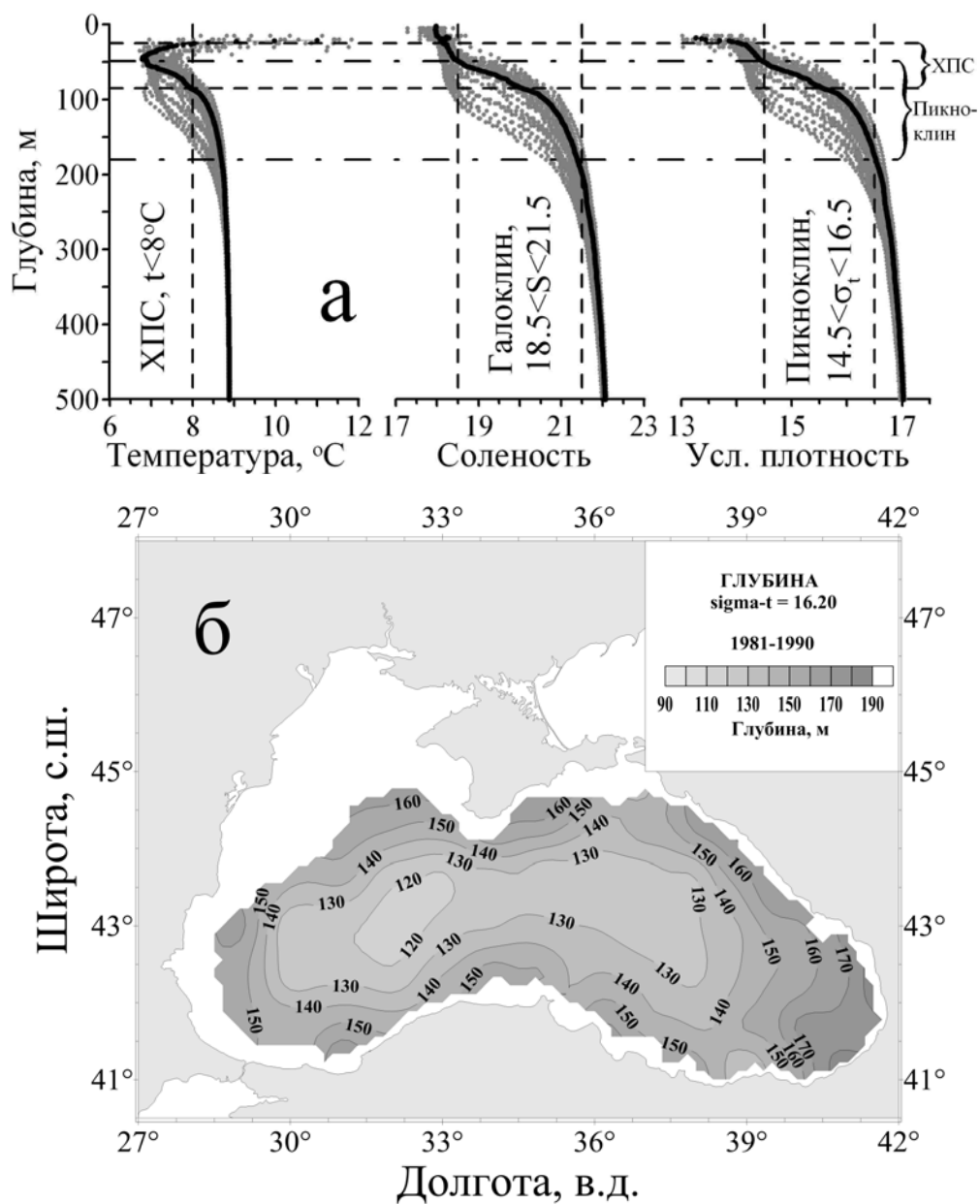
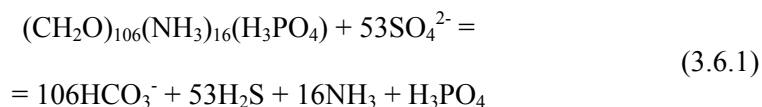


Рисунок 3.6.1. Вертикальное распределение температуры, солености, условной плотности (а) (серым цветом на рисунке 3.6.1а показан разброс характеристик по площади моря) и глубина залегания изопикнической поверхности $\sigma_t=16.20$ (б).

Основной пикноклин является постоянным элементом гидрологической структуры вод моря. Характеристики его вертикальной структуры изменяются слабо на межгодовом и многолетнем масштабе и определяются интенсивностью обменных процессов, а также соотношением составляющих бюджета пресных вод в верхнем слое и интенсивностью и характером поступления мраморноморских вод в нижний слой. Процессы горизонтальной циркуляции вод с характерной системой циклонических круговоротов в центре и антициклонических круговоротов на периферии глубоководной части моря влияют на глубину залегания (рис. 3.6.1б) и характеристики стратификации вод (рис. 3.6.1а) основного пикноклина. При этом наблюдаются сезонные, межгодовые и многолетние колебания характеристик основного пикноклина.

Основной пикноклин существенно ограничивает интенсивность вертикального обмена, а значит и потока кислорода в более глубокие слои вод. В тоже время наличие пикноклина сказывается в меньшей степени на скорости оседания, а значит и потоке взвешенного органического вещества. Как результат, кислород исчезает на той глубине, где его потребление в различных окислительно-восстановительных процессах превышает поступление. Окисление оседающего органического вещества за счет кислорода сульфатов морской воды приводит к выделению сероводорода (уравнение 3.6.1) и его накоплению в анаэробном слое вод моря.



Учитывая, что кислород является сильным окислителем, а сероводород – сильным восстановителем, их наличие, соответственно, в верхнем и нижнем слоях вод приводит к изменению окислительно-восстановительного потенциала от $\sim +400$ до ~ -200 мВ [19]. Столь широкий диапазон изменений окислительно-восстановительного потенциала определяет условия существования спектра окисленных и восстановленных форм различных элементов: углерода от углекислого газа и карбонатов до метана, азота от нитратов до аммония, серы от сульфатов до сульфидов, марганца от Mn(IV) до Mn(II), железа от Fe(III) до Fe(II), а также многих других микроэлементов. Их вертикальное распределение зависит в значительной степени от распределения и концентрации кислорода и сероводорода, которые, в свою очередь, существенно зависят от глубины залегания и характеристик основного пикноклина, регулирующего их вертикальные потоки. Таким образом, присутствие основного пикноклина влияет на вертикальное и пространственное распределение не только кислорода и сероводорода, но и других биогеохимических характеристик. Это приводит к тому, что вертикальное распределение одних и тех же биогеохимических характеристик, хотя и подобно в различных районах моря, наблюдается на различных глубинах и имеет различный масштаб (рис. 3.6.2а), что существенно затрудняет анализ.

Начиная с работ [9, 26], вертикальное распределение гидрохимических параметров стали анализировать преимущественно с привязкой к шкале

условной плотности [10, 11, 32, 38]. Распределение этих параметров относительно условной плотности (рис. 3.6.2б) характеризуется одинаковым вертикальным масштабом, т.е. основные особенности вертикального распределения гидрохимических характеристик проявляются при прочих равных условиях в достаточно узких интервалах изменения условной плотности. Это позволяет сравнивать распределения, полученные в разных районах и в разное время, получать количественные оценки изменений, изучать процессы, определяющие устойчивость и эволюцию биогеохимической структуры вод Черного моря [13, 38, 39].

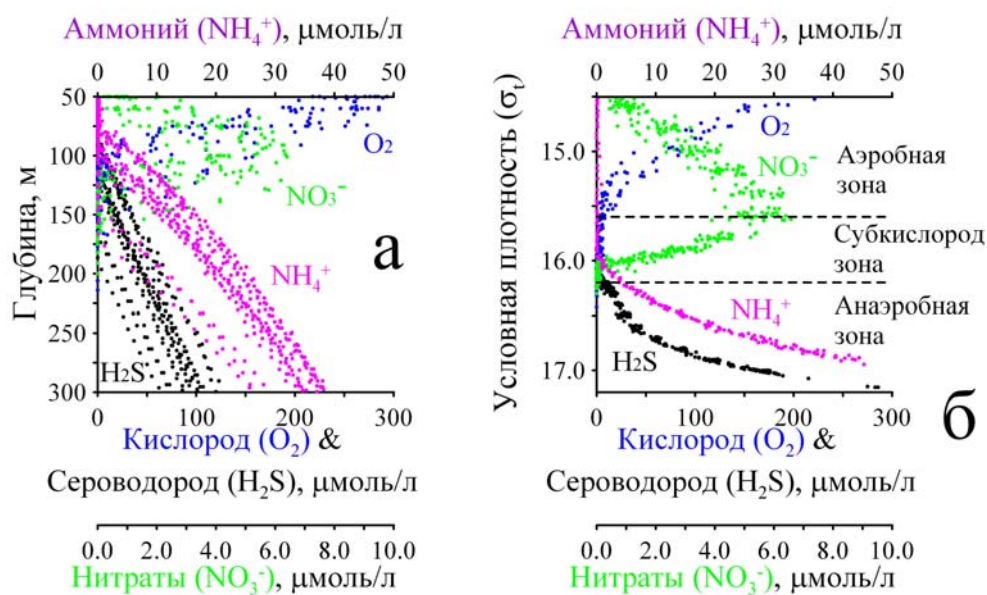


Рисунок 3.6.2. Вертикальное распределение кислорода, нитратов, аммония, сероводорода относительно глубины (а) и условной плотности (б).

Аэробная зона. Обобщенные кривые вертикального распределения кислорода и сероводорода в водах Черного моря, по данным экспедиционных исследований 1993 – 2010 гг., полученным с помощью современных сертифицированных на международном уровне методов анализа и отбора проб и методов, принятых в более ранний период исследований, приведены на рисунке 3.6.3.

В общем случае существует поверхностный слой воды ($0\text{м} - h_1$) с концентрациями кислорода, близкими к величинам его растворимости (90 – 110% насыщения). Тонкая структура распределения кислорода в этом слое в значительной степени зависит от протекания процессов фотосинтеза, дыхания организмов, окисления органического вещества, а также интенсивности прогрева и охлаждения вод и скорости обмена с атмосферой и соседними слоями. Глубина h_1 , как правило, соответствует величине условной плотности 14.4 – 14.6, т.е. положению минимальных значений температуры ядра холодного промежуточного слоя (ХПС). Вследствие известных особенностей вертикальной

стратификации вод Черного моря и влияния гидродинамических процессов на форму изопикнических поверхностей (рис. 3.6.1), глубина h_1 и толщина слоя ($0\text{ м} - h_1$) закономерно изменяется по акватории бассейна от минимальных значений в центральной части до максимальных на периферии глубоководной акватории.

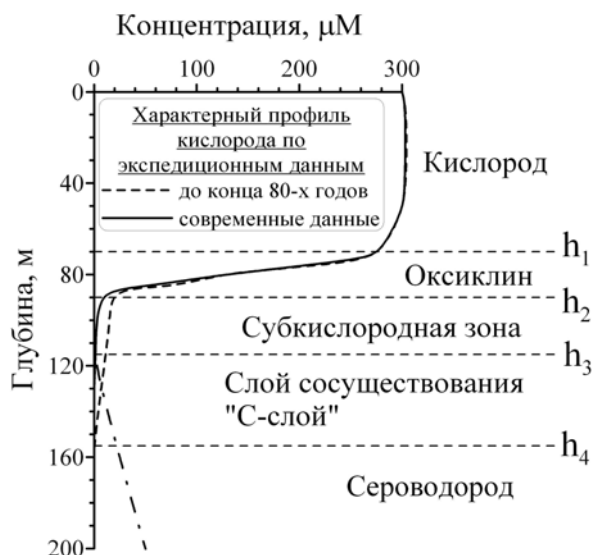


Рисунок 3.6.3. Схема субкислородной зоны и слоя сосуществования кислорода и сероводорода («С-слоя») в водах Черного моря.

Холодный промежуточный слой является наиболее заглубленным структурным компонентом вод Черного моря, который обновляется в результате конвективного перемешивания в зимний период. Обновление ХПС в разные годы происходит с различной интенсивностью, а средняя продолжительность одного цикла составляет 5 лет [44]. Содержание кислорода в ХПС, как и в других слоях вод ниже зоны фотосинтеза, определяется соотношением интенсивности биогеохимического потребления кислорода и физических обменных процессов.

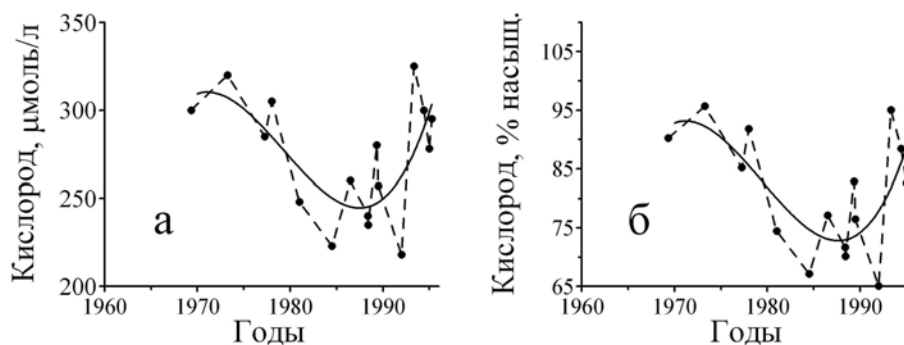


Рисунок 3.6.4. Многолетние изменения концентрации (а) и степени насыщения (б) вод кислородом на глубине залегания условной плотности 14.5.

До начала в 1970-е годы интенсивной эвтрофикации Черного моря степень насыщенности ядра ХПС кислородом приближалась к 100%-ному уровню в период холодных зим (рис. 3.6.4). В последующий период не только концентрация кислорода в ядре ХПС, но и степень насыщенности этих вод кислородом изменялась от 95 – 100% в начале 1970-х гг. до 65 – 70% во второй половине 1980-х, а затем вновь возросла до 85 – 90% во второй половине 1990-х (рис. 3.6.4).

В слое вод ($h_1 - h_2$) располагается оксиклин (рис. 3.6.3), где концентрация кислорода уменьшается от $\sim 250 - 350$ до $\sim 10 - 20 \mu\text{M}$. В работе [4] h_2 определена как глубина, на которой наблюдается резкое изменение величины вертикального градиента концентрации кислорода. Толщина слоя оксиклина существенным образом зависит от стратификации вод и изменяется по площади моря, увеличиваясь от центральных районов моря (областей циклонических круговоротов) к периферийным. Соответственно изменяются и величины вертикальных градиентов концентрации кислорода, достигая экстремально высоких величин ($40 - 50 \mu\text{M} \cdot \text{л}^{-1} \cdot \text{м}^{-1}$) в центральных областях циклонических круговоротов. Нижней границе оксиклина (глубине h_2) соответствует величина условной плотности $15.2 - 16.0$ (рис. 3.6.5), которая подвержена пространственно-временным изменениям.

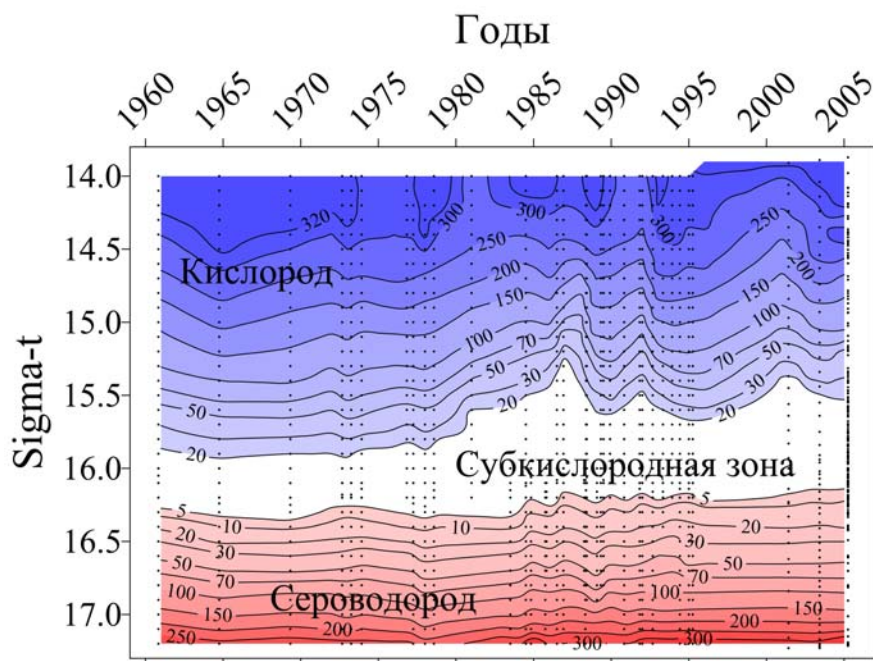


Рисунок 3.6.5. Эволюция распределения кислорода и сероводорода относительно условной плотности.

Из представленных данных (рис. 3.6.5) видно, что кислород распространялся до горизонтов залегания наибольших значений условной плотности в период, предшествующий середине 1970-х годов. После этого, до

второй половины 1980-х годов, наблюдалось стремительное уменьшение содержания кислорода в оксиклине, как это было выше показано для слоя ХПС (рис. 3.6.4), а также существенное уменьшение толщины оксиклина относительно условной плотности (рис. 3.6.5). После этого экосистема перешла в неустойчивое состояние, характеризующееся существенными межгодовыми изменениями биогеохимических [38] и биологических [53] характеристик.

Содержание кислорода в слое оксиклина зависит от соотношения потока кислорода из ХПС и скорости потребления кислорода на окисление органического вещества. Данные для периода до середины 1970-х и после середины 1980-х годов (рис. 3.6.6) подтверждают зависимость, близкую к линейной между температурой и концентрацией кислорода в слое оксиклина и пикноклина: более низким температурам, как индикатору более интенсивной вентиляции вод в зимний период, соответствуют более высокие концентрации кислорода. Однако эти два периода существенно различны, поскольку при одинаковых значениях температуры, т.е. одинаковой интенсивности вентиляции, концентрация кислорода в период после середины 1980-х годов на 100 – 110 $\mu\text{моль/л}$ меньше, чем до середины 1970-х годов.

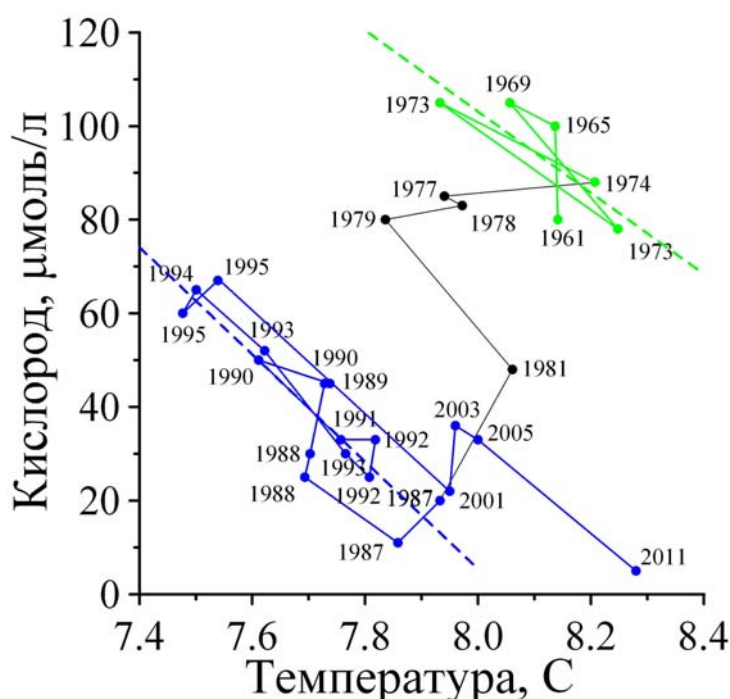
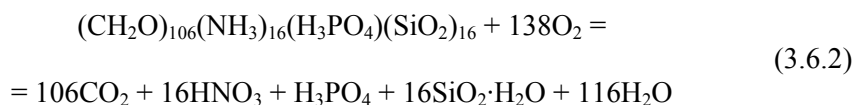


Рисунок 3.6.6. Т – О диаграмма вод Черного моря на глубине средней части основного пикноклина ($\sigma_t=15.4$).

Резкое уменьшение содержания кислорода в слое пикноклина во второй половине 1970-х и первой половине 1980-х годов может быть связано лишь с его более интенсивным потреблением, поскольку величины температуры в ХПС и в слое пикноклина не дают оснований предполагать значительного уменьшения

интенсивности вентиляции вод. Уменьшение содержания кислорода сопровождалось увеличением концентраций нитратов, фосфатов и силикатов (рис. 3.6.7), которые являются продуктами окисления органического вещества (уравнение 3.6.2), причем в работах [15, 38] показано, что изменения в распределении кислорода и неорганических биогенных элементов соответствуют стехиометрии этого процесса.



Таким образом, было показано, что изменения в биогеохимической структуре вод аэробной зоны Черного моря являются результатом расходования кислорода на окисление органического вещества, экспортная продукция которого увеличилась из-за высокой скорости эвтрофикации моря в период 1970-х – 1980-х годов.

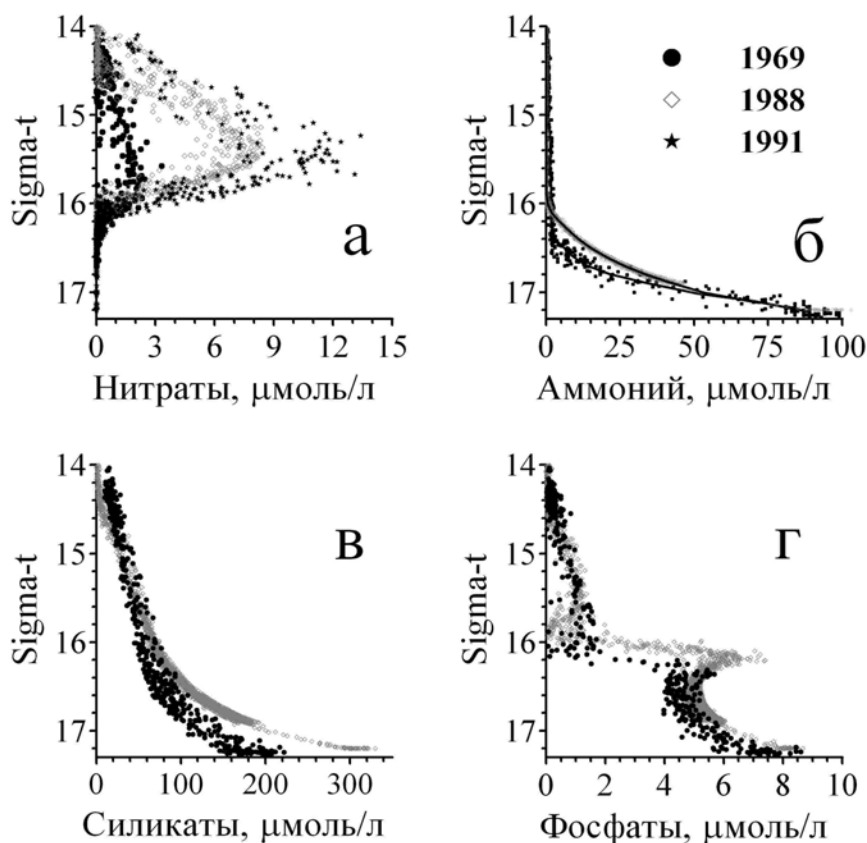


Рисунок 3.6.7. Вертикальные распределения неорганических форм биогенных элементов (азота, фосфора, кремния) в различные годы.

Субкислородная зона. Глубже оксиклина (рис. 3.6.3) расположен слой ($h_2 - h_3$) малых значений и низких величин вертикального градиента концентрации кислорода, где его содержание составляет менее 10 $\mu\text{моль/л}$ и, как правило, варьирует в диапазоне 3 – 5 $\mu\text{моль/л}$. Слой вод ($h_2 - h_3$) был идентифицирован термином “субкислородный” [46]. “Слой сосуществования” (“С-слой”) кислорода и сероводорода ($h_3 - h_4$) как термин и понятие, определяющие основной механизм взаимодействия кислорода и сероводорода, а значит и все остальные окислительно-восстановительные процессы, да и вообще процессы взаимодействия аэробной и анаэробной зон Черного моря, рассматривался в качестве основы наиболее фундаментальной гипотезы о природе переходного слоя Черного моря до конца 80-х, а в некоторых публикациях продолжал обсуждаться и в 90-х годах. Считалось, что равновесие аэробной и анаэробной зон моря обеспечивается встречными вертикальными потоками кислорода и сероводорода, которые формируют слой сосуществования и взаимодействия этих веществ. На таком представлении были построены практически все расчеты баланса и бюджета сероводорода в Черном море, выполнены эксперименты по математическому моделированию динамики анаэробной зоны моря, сделаны прогнозы возможных изменений в положении верхней границы анаэробной зоны в зависимости от интенсивности неблагоприятных климатических и антропогенных процессов.

Результаты работ [28, 29, 41, 46, 47, 48], полученные в рамках международных и национальных экспедиционных исследований (1988 – 2010 гг.), показывают, что глубина h_3 всегда меньше h_4 . В случае возникновения интрузий кислородсодержащих вод ниже границы появления сероводорода (h_4), что характерно для прибосфорского района [37], сероводород в слоях таких интрузий отсутствует.

Природа и эволюция субкислородного слоя анализировалась в работе [15]. Совместный анализ данных о многолетней изменчивости биогеохимической структуры вод основного пикноклина и анаэробной зоны Черного моря позволил показать и подтвердить, что:

а) взаимодействие кислорода и сероводорода не является основным процессом, определяющим структуру и эволюцию субкислородной зоны Черного моря;

б) субкислородная зона Черного моря является результатом особенностей формирования вертикального и горизонтального потоков кислорода, с одной стороны, и вертикальных потоков взвешенного органического вещества и сероводорода – с другой стороны;

в) в то время как текущее положение верхней границы субкислородной зоны отражает равновесное состояние вертикального потока кислорода и потока оседающего взвешенного вещества, положение нижней границы слабо зависит от величины вертикального потока кислорода и определяется соотношением потока сероводорода и горизонтального потока кислорода с трансформированными мраморноморскими водами в Черном море;

г) горизонтальный поток кислорода с водами Босфорской смеси определяет не только динамику нижней границы субкислородной зоны и само ее

существование, но и окисление внутри анаэробной зоны не менее 40% общего количества окисляемого в Черном море сероводорода.

Следует отметить, что переход от понятия слоя сосуществования к субкислородной зоне потребовал изменения представлений о фундаментальных процессах формирования и эволюции биогеохимической структуры Черного моря. При этом стало возможным использовать экосистемный принцип для прогноза возможных изменений биогеохимической структуры моря в условиях наблюдаемых изменений климата и уровня совокупной антропогенной нагрузки.

Анаэробная зона. Анаэробная зона Черного моря характеризуется присутствием в высоких концентрациях не только сероводорода, как указывалось выше [2], но также аммония, фосфатов, силикатов, неорганического углерода, восстановленных форм марганца, железа, метана и других восстановленных соединений. Однако именно сероводород является тем компонентом, который в первую очередь определяет "экологическую опасность" анаэробных вод.

Вертикальное распределение сероводорода (рис. 3.6.8) характеризуется наличием линейного участка до глубин 500 – 800 м, многократным уменьшением вертикального градиента концентрации в слое 800 – 1200 м, слабым увеличением концентрации сероводорода с глубиной в слое 1200 – 1700 м, скачком концентрации на верхней границе и относительно однородным распределением сероводорода внутри придонного слоя.

Глубина появления сероводорода изменяется по акватории глубоководной части Черного моря от 80 – 110 м в центре до 160 – 250 м на периферии. Общий характер пространственно-временной изменчивости этого параметра рассматривался подробно в работах [4, 18, 19]. Авторы работы [19] и многих других публикаций исходили из представления об установившемся динамическом равновесии между ежегодным образованием сероводорода и его ежегодной убылью.

В 1980-х годах возникла научная дискуссия о возможности подъема границы анаэробных вод [18, 22, 46]. Причем эти изменения связывались исключительно с антропогенным влиянием. А.А. Безбородовым и В.Н. Еремеевым [3, 4] был проведен анализ всего исторического массива данных о распределении сероводорода в водах Черного моря, который подтвердил отсутствие однонаправленного тренда глубины залегания верхней границы анаэробных вод. Было показано, что пространственно-временная изменчивость положения этой границы определяется в первую очередь синоптическими и сезонными вариациями гидрологической структуры вод моря. Глубине появления сероводорода в водах Черного моря в среднем соответствует величина условной плотности $\sigma_t=16.18$. Близкие величины условной плотности приведены в работах [9, 51] и других исследователей, что подтверждало сделанные ранее [19] предположения об установившемся динамическом равновесии между образованием и убылью сероводорода.

Совместный анализ средней глубины залегания границы сероводородной зоны и параметров вертикальной стратификации вод Черного моря за весь период наблюдений [33] позволил показать, что данные [46] не противоречат

информации о квазипериодических синхронных изменениях в гидрохимической и гидрологической структуре вод моря (рис. 3.6.9).

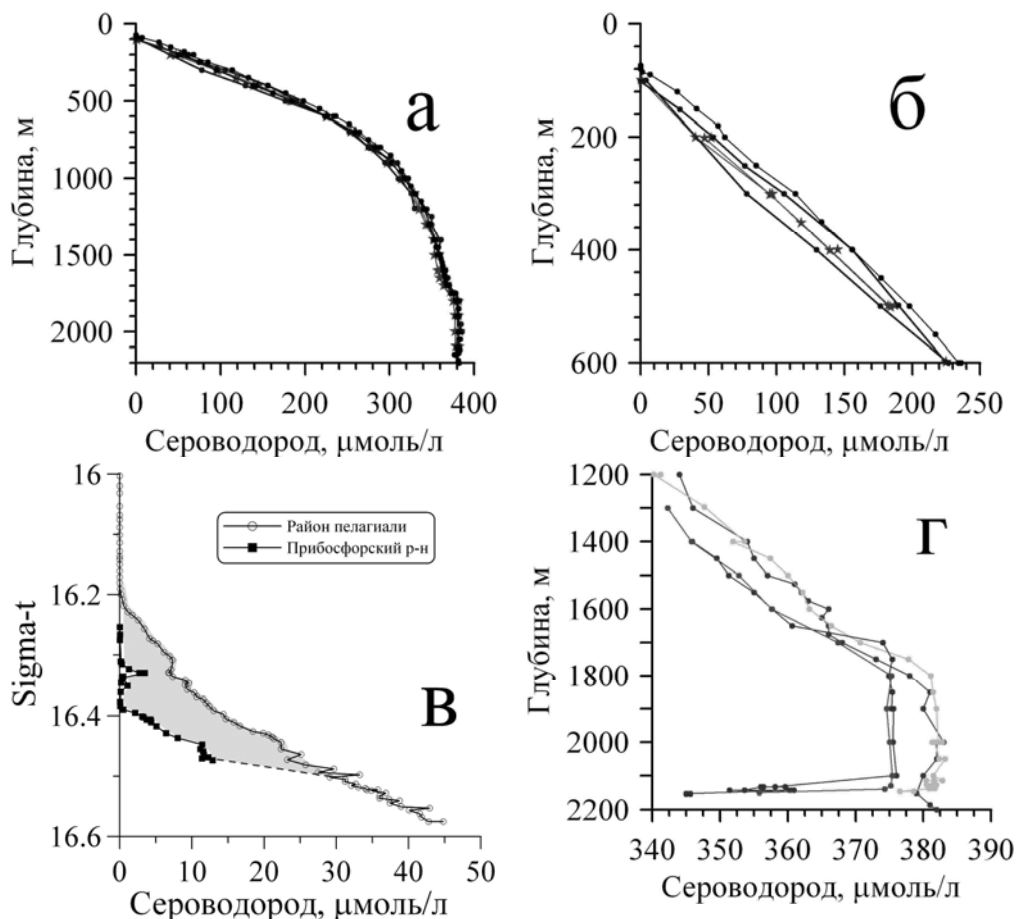


Рисунок 3.6.8. Типичное (а, б) и anomальное (в, г) вертикальное распределение сероводорода в водах Черного моря.

Вместе с тем, выполненный анализ показывает наличие изменений в положении границы появления сероводорода не только по глубине, но и относительно условной плотности. Так, в 1930-е – 1960-е годы условная плотность на глубине появления сероводорода была больше 16.20, а в 1970-е – 1990-е годы – меньше 16.20. Эти изменения положения границы анаэробных вод доказывают неконсервативный характер биогеохимической структуры вод моря и отсутствие установившегося динамического равновесия между ежегодным образованием сероводорода и его ежегодной убылью.

Экспедиционные исследования последних лет [13, 37, 39, 42] позволили обнаружить не только эволюцию положения границы распространения сероводорода относительно условной плотности, но и значительные аномалии вертикального распределения сероводорода в толще вод (рис. 3.6.8), которые

связаны как с наличием источников, так и с его интенсивным локальным потреблением в анаэробной зоне моря и донных отложениях.

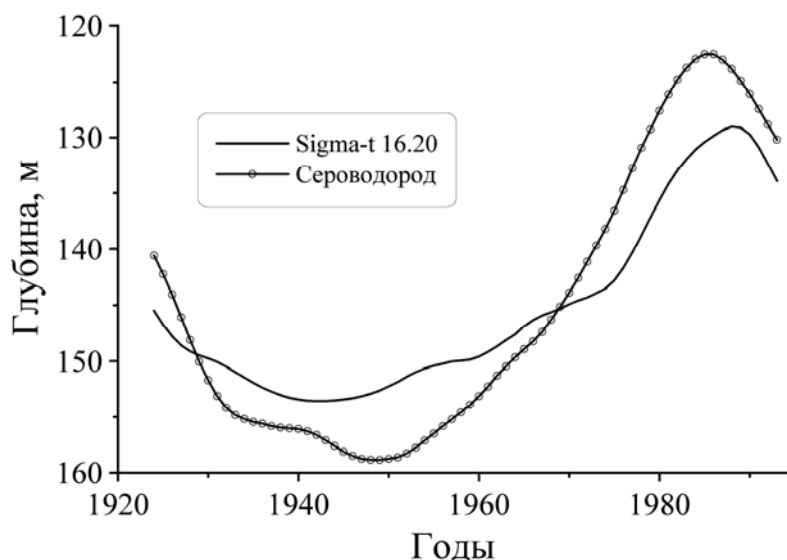


Рисунок 3.6.9. Средняя по морю глубина залегания границы анаэробной зоны (3 мкмоль/л сероводорода) и изопикнической поверхности $\sigma_t=16.20$.

Потребление сероводорода в анаэробной зоне связано, прежде всего, с процессами, обеспечивающими существование субкислородной зоны [15]. Поступление мраморноморских вод в Черное море с нижнебосфорским течением приводит к вовлечению богатых кислородом вод ХПС и образованию смеси, стекание которой по склону шельфа приводит к формированию интрузий и потоку кислорода в субкислородную и анаэробную зону моря. Соответствующие оценки показывают, что влияние этого потока кислорода, также как и само проявление интрузий трансформированных мраморноморских вод, в значительной степени ограничены глубиной 500 – 700 м [37, 52]. Экспериментальные данные, графически представленные на рисунке 3.6.10а, демонстрируют характерное снижение интенсивности интрузий с глубиной в западной части Черного моря, а рисунки 3.6.8в и 3.6.10б иллюстрирует биогеохимические последствия поступления кислорода с этими интрузиями.

Как известно, аммоний в присутствии сероводорода практически не окисляется. Отношение концентраций аммония и сероводорода должно оставаться постоянным при отсутствии сколько-нибудь значимого по интенсивности биогеохимического процесса с участием одного из этих продуктов окисления органического вещества в анаэробных условиях (уравнение 3.6.1), либо относительное содержание аммония должно увеличиваться при потреблении сероводорода. Наблюдаемые изменения данного отношения (рис. 3.6.10б) указывают на прогрессирующее уменьшение относительного содержания сероводорода при переходе от больших глубин к границе анаэробной зоны. При этом направленность и количественные оценки

изменения, а также дефицита сероводорода соответствуют стехиометрии окисления сероводорода кислородом, поступающим с интрузиями трансформированных мраморноморских вод [36, 38].

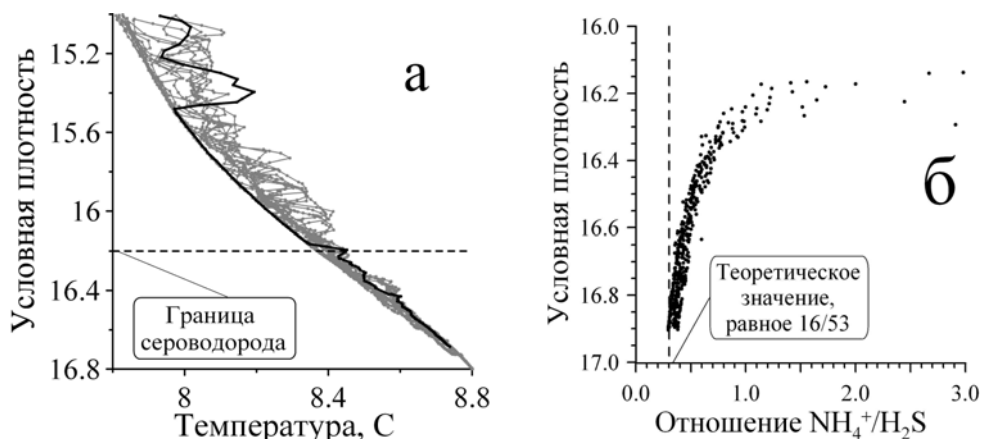


Рисунок 3.6.10. Аномалии температуры (по данным международных экспедиционных исследований на НИС KNORR в 2003 г.), величина которых пропорциональна объему интрузий трансформированных мраморноморских вод (а), и изменение отношения концентраций аммония и сероводорода (по данным международных экспедиционных исследований на НИС KNORR в 1988 г.) в результате поступления кислорода с интрузиями (б).

Влияние геохимических процессов на содержание сероводорода в придонном слое вод анаэробной зоны Черного моря рассматривалось подробно в работе [42]. Перемещение донных осадков по материковому склону из аэробной и субкислородной в анаэробную зону моря приводит к окислению сероводорода (рис. 3.6.8г), причем окислительный потенциал таких донных осадков может приводить к полному исчезновению сероводорода.

Другой пример влияния биогеохимических процессов на гидрохимическую структуру представлен на рисунке 3.6.11.

Поступление значительных количеств органического вещества с северо-западного шельфа приводит к более интенсивной продукции сероводорода и смещению границы его появления в слой вод с меньшими значениями условной плотности. Аналогичные процессы должны происходить при изменении потока органического вещества в результате эвтрофикации Черного моря. Это подтверждается результатами анализа многолетних изменений положения границы сероводорода относительно гидрологической структуры (рис. 3.6.9) и распределения сероводорода относительно условной плотности (рис. 3.6.5).

Обобщением представленных данных и доказательством отсутствия установившегося динамического равновесия между ежегодным образованием сероводорода и его ежегодной убылью является выявленное в работах [33, 34, 39] наличие трендов концентраций сероводорода во всех слоях анаэробной зоны (рис. 3.6.12). Причем тренды указывают на наличие трех различных периодов в новейшей истории Черного моря.

До начала 1970-х годов концентрация сероводорода оставалась постоянной в нижних слоях и убывала в верхних слоях анаэробной зоны. С началом 1970-х и до середины 1990-х годов концентрация сероводорода увеличивалась как в верхних, так и в нижних слоях анаэробной зоны. После середины 1990-х годов концентрация сероводорода перестала увеличиваться в нижних слоях, но продолжает увеличиваться в верхних слоях анаэробной зоны. Из этого следует несколько важных выводов. Во-первых, динамическое равновесие между ежегодным образованием сероводорода и его ежегодной убылью, как результат длительной эволюции гидрохимической структуры вод Черного моря не подтверждается данными наблюдений. Во-вторых, вертикальное распределение сероводорода во всей толще анаэробных вод может изменяться достаточно быстро - в течение нескольких десятилетий. В-третьих, скорость и характер эволюции распределения сероводорода может количественно и качественно изменяться при переходе от верхней к средней и нижней частям анаэробной зоны Черного моря.

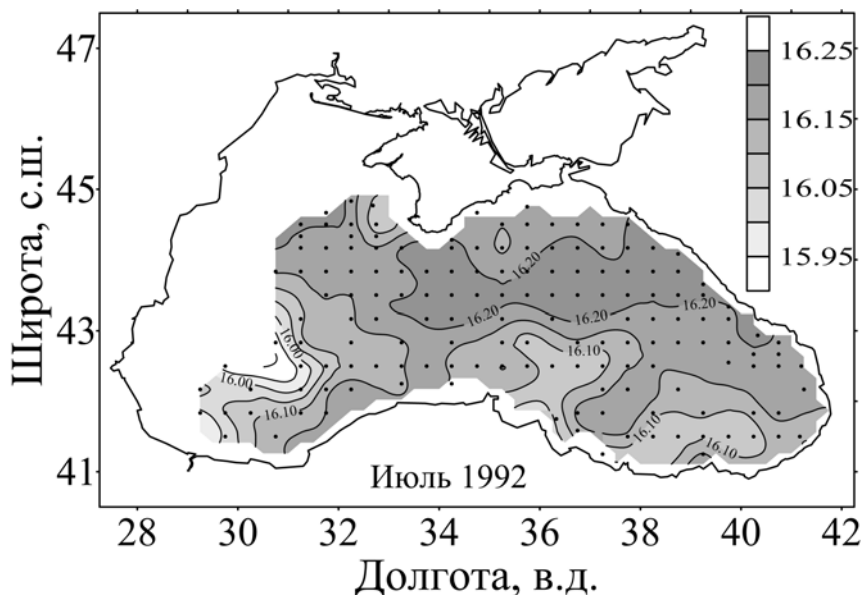


Рисунок 3.6.11. Величина условной плотности на границе появления сероводорода (3 $\mu\text{моль/л}$) в различных районах Черного моря по данным экспедиционных исследований НИС «Профессор Колесников» в 1992 г.

Оценки скорости индивидуальных биогеохимических процессов и оценки бюджета кислорода и сероводорода в водах Черного моря.

Обсуждение вопроса о стационарности и устойчивости биогеохимической структуры вод бассейна либо возможных существенных изменений в ней, связанных, в частности, с балансом средообразующих компонентов, кислорода и сероводорода, предполагает полный анализ бюджета основных биогеохимических компонентов и его отдельных составляющих. Это возможно либо при анализе статистически значимых (длинных) рядов

комплексных наблюдений, либо на основании численных оценок величин потоков и бюджета биогеохимических компонентов экосистемы. Сбор комплексной океанографической информации для всей толщи вод моря с высоким пространственно-временным разрешением является в настоящее время весьма дорогостоящей и практически невозможной для реализации задач. По этой причине построение, использование и совершенствование численных моделей, учитывающих стехиометрию биогеохимических процессов при условии, что модель физического обмена градуирована и адаптирована к термохалинной структуре, представляется крайне необходимым и перспективным направлением научного поиска.

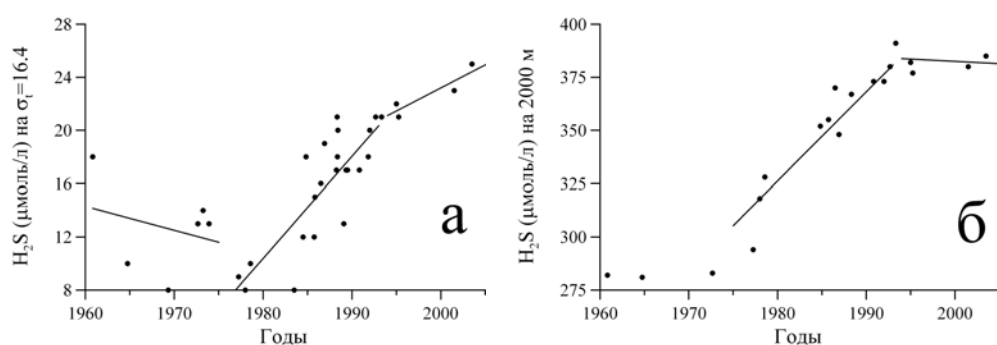


Рисунок 3.6.12. Эволюция величин концентрации сероводорода на глубине изопикнической поверхности 16,4 – верхняя часть анаэробной зоны (а) и на горизонте 2000 м - нижняя часть анаэробной зоны (б).

Одной из реализаций обозначенного подхода можно считать развиваемую в последние годы модель физического обмена и биогеохимических превращений, представленную в [27, 30, 40, 51]. Полное описание модели и постановка комплексной задачи, что представляет самостоятельный интерес, изложены в работе [40]. В модели учитываются процессы адвекции и диффузии, а также поступление и трансформация мраморноморских вод. Биогеохимические процессы представлены в виде набора химических уравнений [40], каждое из которых является уравнением материального баланса и баланса зарядов. Скорость протекания этих процессов описывается уравнениями формальной химической кинетики или уравнениями типа Михаэлиса – Ментен [43]. Изменения скорости химических процессов определяются только вариациями концентраций участвующих веществ. Поэтому, например, скорость прямого взаимодействия кислорода и сероводорода не имеет в модели, как и в природе, искусственных ограничений, а определяется величинами их концентраций.

Данная модель использовалась для оценки вертикальных потоков биогеохимических компонентов в водах Черного моря [35, 36, 43], изучения процессов формирования субкислородной зоны и возможных трансформаций в структуре аэробной зоны в результате наблюдаемых изменений уровня эвтрофикации моря [40, 49]. Она позволяет получить достаточно реалистичное численное описание наблюдаемой биогеохимической структуры вод бассейна

(рис. 3.6.13) и восстановить бюджет всех учитываемых биогеохимических компонентов, в том числе кислорода и сероводорода (рис. 3.6.14).

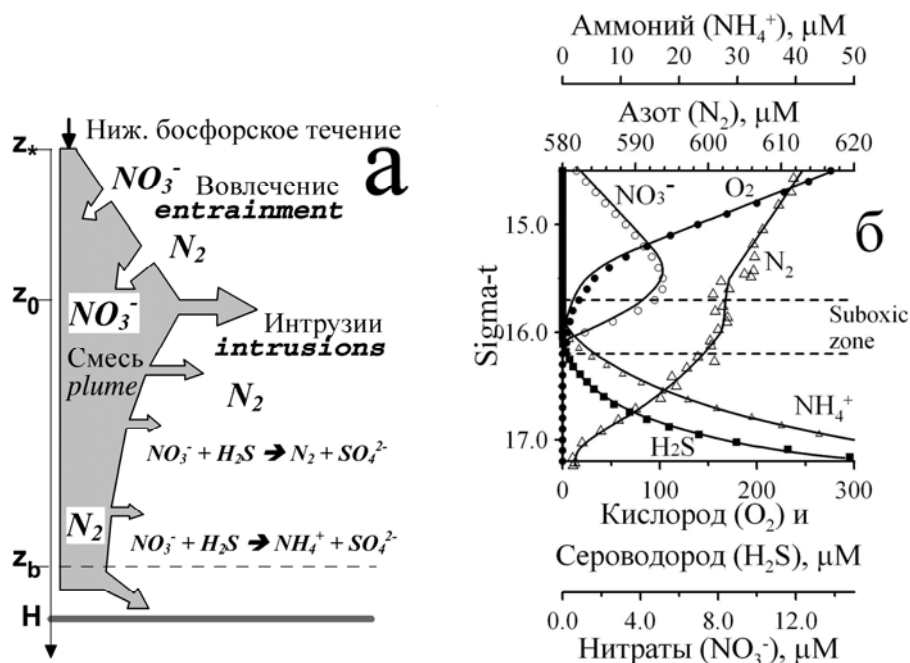


Рисунок 3.6.13. Схема модели (а) и распределение (б) кислорода, сероводорода, аммония, нитратов и элементарного азота по данным численных экспериментов (сплошные линии) и результатам натурных наблюдений (отдельные точки).

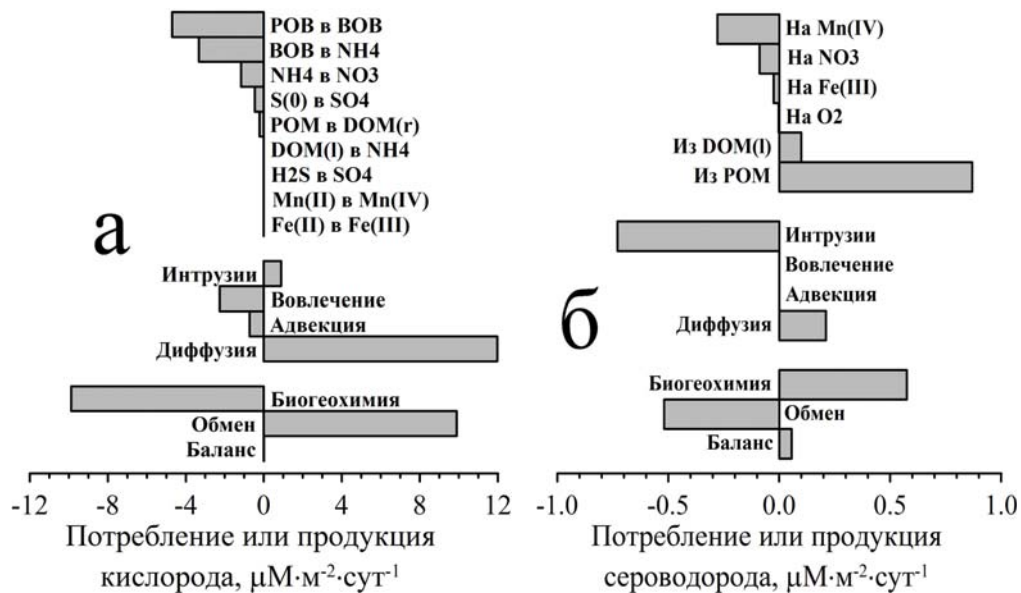


Рисунок 3.6.14. Бюджет кислорода (а) и сероводорода (б) по результатам численных экспериментов.

Прежде всего, отметим, что бюджет кислорода (рис. 3.6.14) зависит от его диффузионного потока из ХПС. Хотя сам по себе данный вывод тривиален, поскольку это единственный источник кислорода для рассматриваемого столба вод, величина потока и интенсивность потребления кислорода в более глубоких слоях вод таковы, что естественные колебания концентрации кислорода в ХПС приводят к изменениям концентрации кислорода в слое оксиклина в течение 2 – 5 лет.

Подавляющая часть вертикального потока кислорода из ХПС расходуется на окисление растворенного и взвешенного органического вещества в слое оксиклина, а также на окисление аммония, являющегося одним из первоначальных продуктов окисления органического вещества. Это подтверждает сходство экосистемы аэробной части Черного моря с другими аэробными морскими системами Мирового океана.

Часть вертикального потока кислорода, достигающая верхней границы и расходуемая внутри субкислородной зоны, составляет 4%, а доля вертикального потока кислорода, достигающая верхней границы сероводорода, не превышает 0.1%. Эти данные согласуются с современными представлениями о вертикальном распределении кислорода и сероводорода в субкислородном слое. В работах [15, 38, 46] показано, что вертикальный градиент концентрации кислорода в субкислородной зоне недостаточен, чтобы компенсировать поток сероводорода из анаэробной зоны, а устойчивое существование субкислородной зоны обеспечивается потоком кислорода с интрузиями трансформированных мраморноморских вод.

До 12% потока кислорода из ХПС вовлекается в смесь мраморноморских и черноморских вод, которая в виде интрузий поступает в анаэробную зону [37]. Именно этот поток кислорода обеспечивает, как будет показано ниже, окисление значительной части сероводорода. В любом случае, эта составляющая более чем в 100 раз превышает оценки вертикального потока кислорода на верхней границе анаэробной зоны.

Степенной характер изменения по вертикали потока кислорода с интрузиями приводит к тому, что, согласно расчетам, лишь многократное увеличение вертикального потока сероводорода способно вызвать значимые изменения в положении границы анаэробной зоны, а это, в свою очередь, возможно лишь при многократном возрастании всего запаса сероводорода в Черном море. Учитывая малые скорости роста его концентраций (рис. 3.6.12), при сохранении современных тенденций эволюции состояния Большой черноморской экосистемы следует ожидать медленных многолетних изменений в положении границы анаэробных вод относительно условной плотности, что подтверждается результатами наблюдений (рис. 3.6.5) и опубликованными данными [23]. Однако следует учесть, что и обратный процесс снижения концентраций и потока сероводорода тоже будет протекать медленно.

Анализ бюджета сероводорода (рис. 3.6.14), который соответствует биогеохимической структуре аэробной, субкислородной и анаэробной зон (рис. 3.6.13), показывает, что до 80% сероводорода продуцируется в столбе воды, тогда как 20% поступает в воду из осадков наиболее глубокой части моря. Распределение скорости продукции сероводорода по вертикали показывает, что

менее 20% сероводорода генерируется в слое вод глубже 1000 м. Распределение и перераспределение вкладов между индивидуальными процессами и источниками не изменяет суммарной равновесной величины продукции сероводорода, которая составляет $2.1 \cdot 10^{11}$ моль/год или $7.1 \cdot 10^{12}$ г/год. Рассчитанная суммарная продукция сероводорода хорошо согласуется с данными [20, 24], но в 2 – 3 раза меньше величины, опубликованной в [45], и практически в 4 – 7 раз меньше оценки, предложенной в [51].

Подробный анализ причин появления существенно различающихся оценок суммарной продукции сероводорода выполнен в работе [13]. Основными из этих причин являются: (а) использование данных прямых единичных измерений или измерений, выполненных в специфический период, т.е. такие данные могут быть верными, но характеризуют особые неравновесные условия; (б) использование данных о распределении кислорода и сероводорода, полученных до начала 1990-х годов, которые включали информационный массив с завышенными вследствие методических погрешностей значениями концентрации кислорода на границе анаэробных вод. По этим причинам необходимо подчеркнуть, что предлагаемая величина общей продукции сероводорода, равная $7.1 \cdot 10^{12}$ г/год, является равновесной, т.е. такой, которая соответствует балансу окислителей и восстановителей в море, а также интенсивности вертикальных обменных процессов.

При величине суммарной равновесной продукции сероводорода, равной $7.1 \cdot 10^{12}$ г/год, становятся объяснимыми многие особенности бюджета и распределения сероводорода в глубоководной части бассейна. Потребление сероводорода складывается из его окисления кислородом интрузий трансформированных мраморноморских вод (65%), окисления оседающими гидроксидами марганца (25%) и железа (2%), а также нитратами (немного менее 8%). Доля сероводорода, окисляемая за счет вертикального потока кислорода на границе анаэробной зоны, составляет ~0.3%. Таким образом, окислительно-восстановительный бюджет сероводорода является сбалансированным в значительной степени за счет интрузий кислорода с трансформированными мраморноморскими водами, а малый вертикальный поток кислорода на границе анаэробной зоны, который не мог бы компенсировать полный вертикальный поток сероводорода, оказывается достаточным, для нейтрализации доли остаточного сероводорода.

Окисление 65% продукции сероводорода кислородом интрузий внутри анаэробной зоны является чрезвычайно важным для стабилизации вертикальной биогеохимической структуры вод Черного моря. Окисление большей части продукции сероводорода внутри анаэробной зоны вполне адекватно объясняет формирование вертикального профиля распределения сероводорода (рис. 3.6.8б), профиль величины отношения концентраций аммония и сероводорода (рис. 3.6.10б), который отклоняется от стехиометрического отношения по мере приближения к границе анаэробной зоны и, что более важно, существование субкислородной зоны и устойчивость положения границы анаэробной зоны (рис. 3.6.5).

Оценки возможных изменений в вертикальной биогеохимической структуре и положении границы сероводорода в водах Черного моря.

До недавнего времени, за исключением немногочисленных работ [38, 53, 54], авторы публикаций по проблемам экосистемы Черного моря обсуждали, как правило, локальные явления и последствия эвтрофикации моря, но не обсуждали влияние эвтрофикации на биогеохимическую структуру моря. Предложенный Скопинцевым [19] принцип "установившегося динамического равновесия" продолжает использоваться [51]. Вместе с тем, представляется достаточно очевидным, что 5 – 6-кратное увеличение поступления соединений только неорганического азота в квазизамкнутую акваторию Черного моря должно приводить к значительному увеличению интенсивности первично-продукционных процессов, увеличению экспортной продукции, увеличению скорости окисления и трансформации органических форм элементов в неорганические, изменениям биогеохимической структуры моря. Например, наблюдавшееся в 1970-е и 1980-е годы увеличение запаса биогенных элементов (рис. 3.6.7), которое было стехиометрически пропорционально увеличению дефицита кислорода [34, 38], отчетливо указывало на увеличение продукции и потока органического вещества и роль этого процесса в эволюции биогеохимической структуры Черного моря. Очевидно, что увеличение запаса аммония в анаэробной зоне предполагает пропорциональное увеличение продукции сероводорода.

Сравнение рассчитанной [13] величины равновесной продукции сероводорода ($7.1 \cdot 10^{12}$ г/год) с оценками продукции сероводорода по данным прямых измерений скорости сульфатредукции [20, 45] и косвенным оценкам по величине первичной продукции [55, 56] и потоку органического углерода [27, 31], полученными авторами цитируемых публикаций в различные периоды, указывает на возможность изменения продукции сероводорода и соотношения его фактической и равновесной продукции в глубоководной части бассейна. Анализ и обобщение имеющейся информации приводят к выводу о том, что продукция сероводорода в Черном море до начала периода интенсивной эвтрофикации составляла $(4 - 7) \cdot 10^{12}$ г/год, т.е. была равной или несколько меньшей равновесной величины. Из этого следует, что концентрации сероводорода в индивидуальных слоях анаэробной зоны должны были оставаться постоянными или медленно снижаться, что и подтверждается результатами наблюдений (рис. 3.6.12).

Продукция сероводорода в период интенсивной эвтрофикации могла достигать $(11 - 25) \cdot 10^{12}$ г/год, что должно было приводить к росту запаса сероводорода в анаэробной зоне и, как следствие, возможному подъему ее границ. Принимая величину фактической продукции сероводорода равной $24 \cdot 10^{12}$ г/год [45], можно оценить скорость роста концентрации сероводорода [36], которая в слое глубже 1000 м должна составлять $\sim 0.5 - 0.8\%$ в год. Данные прямых измерений (рис. 3.6.12) указывают на рост запаса сероводорода со скоростью до 0.5% в год. Конечно, надежность таких оценок нельзя преувеличивать. На качественном уровне они могут рассматриваться как сигнал о формировании той или иной тенденции в функционировании экосистемы.

В отличие от анаэробной зоны моря, для которой возможны изменения лишь на масштабах десятилетий и столетий (рис. 3.6.12), для аэробной зоны Черного моря не только возможны, но и наблюдаются существенные сезонные и межгодовые изменения биогеохимической структуры (рис. 3.6.5 и 3.6.6). Причем эти изменения происходят в результате наблюдаемых изменений климата и уровня совокупной антропогенной нагрузки (рис. 3.6.15).

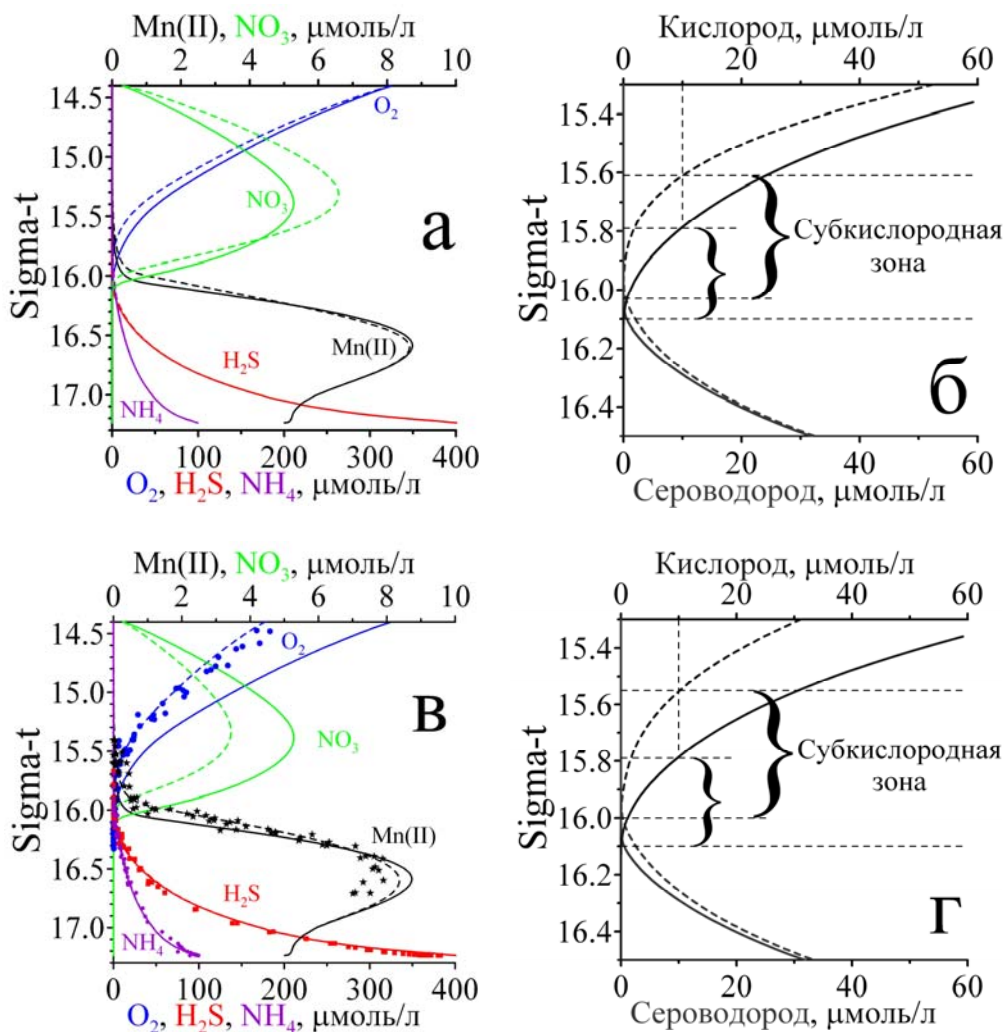


Рисунок 3.6.15. Эволюция биогеохимической структуры и субкислородной зоны при увеличении экспортной продукции (а, б) и уменьшения концентрации кислорода в ХПС (в, г).

Сплошные линии характеризуют исходное состояние биогеохимической структуры, пунктирные линии характеризуют результат эволюции этой структуры, а индивидуальные точки представляют результаты натурных наблюдений.

Увеличение экспортной продукции приводит, как это было в 1980-е годы, к снижению содержания кислорода с эквивалентным увеличением

содержания неорганических биогенных элементов, ростом запаса неорганического углерода, снижением показателя pH [14, 34, 38]. Снижение концентрации кислорода в ХПС при прочих равных условиях приводит к снижению содержания кислорода в оксиклине с эквивалентным снижением содержания неорганических биогенных элементов из-за уменьшения скорости окисления органического вещества. При этом как снижение концентрации кислорода в ХПС, так и увеличение экспортной продукции приводит к увеличению субкислородной зоны в основном за счет поднятия ее верхней границы (рис. 3.6.5).

Увеличение субкислородной зоны является результатом уменьшения аэробной зоны за счет снижения концентрации кислорода в слое основного пикноклина (рис. 3.6.6). При этом уже произошедшие изменения таковы, что концентрация кислорода в средней части основного пикноклина снизилась со 100 – 110 $\mu\text{моль/л}$ в конце 1960-х – начале 1970-х годов до 5 $\mu\text{моль/л}$ в 2010 году. Увеличение толщины субкислородного слоя вод в глубоководной части моря достигает 40 метров, что составляет 20 – 30% толщины аэробной зоны моря. При этом следует говорить не только о негативных изменениях в биогеохимической структуре вод моря, но и о том, что экосистема Черного моря в настоящее время характеризуется существенной неустойчивостью (рис. 3.6.5) с вероятностью дальнейшего уменьшения содержания кислорода и расширением субкислородной зоны (рис. 3.6.6).

Устойчивое существование самой субкислородной зоны и отсутствие сероводорода над основным пикноклином определяется окислительным потенциалом трансформированных мраморноморских вод, который снижается в случае уменьшения объема поступающих в Черное море средиземноморских вод и при падении концентрации кислорода в ХПС из-за слабого вентилирования вод в мягкие зимы. Учитывая, что окислительный потенциал трансформированных мраморноморских вод превышает потенциал экспортной продукции и потока сероводорода и других восстановленных соединений из анаэробной зоны в 3 – 6 раз, его исчерпание представляется возможным. Так, в 2003 и в 2010 годах наблюдалось, по крайней мере, 2-хкратное уменьшение окислительного потенциала трансформированных мраморноморских вод из-за уменьшения концентрации кислорода в ХПС, а в 1980-е годы наблюдалось 5 – 6-кратное увеличение экспортной продукции. Если эвтрофикация Черного моря продолжится, то совместно с эффектом потепления климата это приведет к катастрофическому изменению структуры аэробной зоны, вплоть до появления анаэробных условий в верхнем слое моря над основным пикноклином. В наших работах [39, 40] в рамках численных экспериментов было показано, что исчерпание окислительно-восстановительного потенциала трансформированных мраморноморских вод приводит к разрушению субкислородной зоны за счет поднятия границы появления сероводорода (рис. 3.6.16).

В заключение необходимо подчеркнуть, что увеличение продукции сероводорода не может привести к немедленному эквивалентному подъему границы анаэробных вод. Рост запаса сероводорода в анаэробной зоне происходит достаточно медленно, предоставляя возможность реализовать черноморскому сообществу те или иные программы и сценарии по

регулированию и ограничению эвтрофикации бассейна и, таким образом, уменьшить или предотвратить наступление нежелательных, а при определенных условиях даже кризисных последствий.

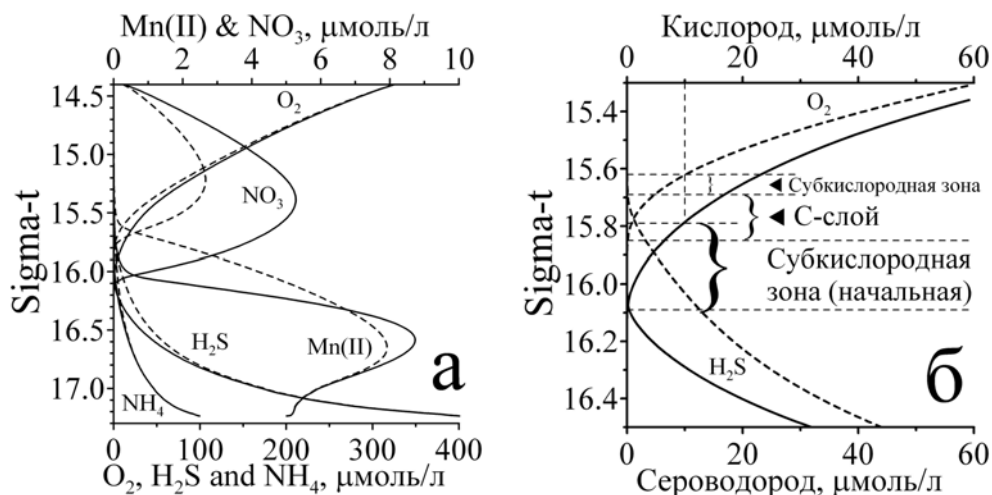


Рисунок 3.6.16. Эволюция субкислородной зоны при условии истощения окислительного потенциала трансформированных мраморноморских вод (сплошными линиями на рисунках обозначено начальное состояние, а пунктирные линии характеризуют результат эволюции биогеохимической структуры. Рисунки (а) и (б) отличаются масштабом).

Установленная закономерность изменения с глубиной количества кислорода, поступающего с интрузиями трансформированных мраморноморских вод, создает буферный эффект для подъема границы его распространения, что является естественным фактором сдерживания для развития процесса увеличения объема анаэробной зоны. Тем не менее, наблюдаемое медленное смещение границы распространения сероводорода в слои с меньшими значениями условной плотности и увеличение концентраций сероводорода в анаэробной зоне подтверждает выводы данной работы о возможности изменения и структурной перестройки биогеохимической структуры бассейна, уменьшения толщины слоя кислородсодержащих вод моря, снижения репродукционного потенциала и экологической устойчивости Черного моря.

Список литературы

1. Айзатулин Т.А., Леонов А.В. Математическое моделирование динамики сероводородной зоны в Черном море. Анализ влияния интенсивности потребления кислорода, мощности источников сероводорода и вертикального обмена // Водные ресурсы. – 1990. - №1. - С. 95 - 110.
2. Андрусов Н.И. Предварительный отчет об участии в черноморской глубоководной экспедиции // Известия императорского Русского географического общества. – 1890. – Т.26. – №5. – С. 398 - 409.

3. Безбородов А.А., Еремеев В.Н. Изменчивость структуры зон O_2 - H_2S в Черном море. “Драматическая” или синоптическая? // Морск. гидрофизич. журн. – 1991. № 1. - С. 59 – 68.
4. Безбородов А.А., Еремеев В.Н. Черное море. Зона взаимодействия аэробных и анаэробных вод. - Севастополь, 1993. – 299 с.
5. Безбородов А.А., Еремеев В.Н., Романов А.С. Экспериментальные исследования процесса окисления сероводорода в Черном море. // Докл. АНУ, сер. Б. – 1989. - № 2. - С. 3 – 6.
6. Беляев В.И. О связи распределения сероводорода в Черном море с вертикальным переносом его вод // Океанология. – 1974. - 14, № 3. - С. 421 – 425.
7. Беляев В.И., Совга Е.Е. Математическая модель экосистемы сероводородной зоны Черного моря // Морск. гидрофизич. журн. – 1991. № 6. - С. 42 – 54.
8. Бурлакова З.П., Еремеева Л.В., Коновалов С.К. Бюджет и потоки взвешенного органического углерода и азота по данным их вертикального распределения в глубоководной части Черного моря // Морск. гидрофизич. журн. – 2003. № 3. - С. 34 – 49.
9. Виноградов М.Е., Налбандов Ю.Р. Влияние изменения плотности воды на распределение физических, химических и биологических характеристик экосистемы Черного моря // Океанология. – 1990. - 30, № 5. - С. 769 – 777.
10. Еремеев В.Н., Коновалов С.К., Романов А.С. Исследование формирования вертикальной структуры полей биогенных элементов в водах Черного моря методом пространственного изопикнического анализа // Морск. гидрофизич. журн. – 1996. №6. – С. 23 - 38.
11. Еремеев В.Н., Коновалов С.К., Романов А.С. Особенности распределения кислорода и сероводорода в водах Черного моря в зимне-весенний период // Морск. гидрофизич. журн. – 1997. №4. – С. 32 - 46.
12. Еремеев В.Н., Иванов Л.И., Коновалов С.К., Самодуров А.С. Роль потоков кислорода, сульфидов, нитратов и аммония в формировании гидрохимической структуры основного пикноклина и анаэробной зоны Черного моря // Морск. гидрофизич. журн. – 2001. № 1. - С. 64 – 82.
13. Еремеев В.Н., Коновалов С.К. К вопросу о формировании бюджета и закономерностях распределения кислорода и сероводорода в водах Черного моря // Морской Экологический Журнал. – 2006. №3. – С. 5 - 30.
14. Моисеенко О.Г., Козловская О.Н., Коновалов С.К. Внутригодовые и многолетние изменения карбонатной системы аэробной зоны Черного моря // Морск. гидрофизич. журн. – 2010. №6. – С. 42 - 57.
15. Коновалов С.К. Субкислородная зона Черного моря: Генезис и роль в формировании пространственно-временной изменчивости биогеохимической структуры вод основного пикноклина: дисс. докт. геогр. наук. - МГИ НАН Украины, Севастополь, 2001.
16. Коновалов С.К. Карты 35-38. 13. Моря та їхні ресурси. III. Природні умови та природні ресурси. Національний Атлас України. Національна академія наук України. - Київ: «Картографія», 2007.- С. 231 - 239.
17. Океанографічний атлас Чорного та Азовського морів - К.: ДУ "Держгидрографія", 2009. - 356с. (ISBN 978-966-96971-2-7).

18. *Рябинин А.И., Кравец В.Н.* Современное состояние сероводородной зоны Черного моря (1960 - 1986) – Москва: Гидрометеиздат, 1990. – 230 с.
19. *Скопинцев Б.А.* Формирование современного химического состава Черного моря - Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 336 с.
20. *Сорокин Ю.И.* Экспериментальные исследования редукции сульфатов при помощи 35S // Микробиология. – 1962. - 31, № 3. - С. 402 – 410.
21. *Станев Е.В.* Одномерная модель распространения кислорода и сероводорода в Черном море // Морск. гидрофизич. журн. – 1987. № 3. - С. 35 – 40.
22. *Фащук Д.Я., Айзатулин Т.А.* О возможной трансформации анаэробной зоны Черного моря // Океанология. – 1986. – Т.26. - №2. – С. 233 – 242.
23. *Якушев Е.В., Лукашев Ю.Ф., Часовников В.К., Чжу В.П.* Современное представление о вертикальной гидрохимической структуре редокс-зоны Черного моря // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря (Отв. Ред. А.Г. Зацепин, М.В. Флинт). - Москва: Наука, 2002. - С. 119 – 132.
24. *Albert D.B., Taylor C., Martens C.S.* Sulfate reduction rates and low molecular weight fatty acid concentrations in the water column and surficial sediments of the Black Sea // Deep-Sea Research. - 1995. – 42. – P. 1239 – 1260.
25. *Belokopitov V.N., Khaliulin A.KH., Godin E.A., Konovalov S.K., Dotsenko S.PH., Ingerov A.V., Sergeeva O.V., Gorbunov V.P.* Information products to study environmental threats and dangerous phenomena in the Black, Azov and Caspian Seas. Integration of Information for Environmental Security (Eds. Coskun H. Gonca, Cigizoglu H. Kerem, Maktav Derya), Proceedings of the NATO Advanced Research Workshop on Integration of Information for Security, Istanbul, Turkey, 26-29 September 2006, Series: NATO Science for Peace and Security Series, Subseries: NATO Science for Peace and Security Series C: Environmental Security, Springer, 2008. – P. 91 - 104.
26. *Codispoti L.A., Friederich G.E., Murray J.W., Sakamoto C.M.* Chemical variability in the Black Sea: implications of continuous vertical profiles that penetrated the oxic/anoxic interface // Deep-Sea Research. – 1991. – 38, № 2a. - P. 691 – 710.
27. *Deuser W.G.* Organic-carbon budget of the Black Sea // Deep-Sea Research. - 1971. – 18. – P. 995 - 1004.
28. *Glazer B.T., Luther III G.W., Konovalov S.K., Friederich G.E., Nuzzio D.B., Trouwborst R.E., Tebo B., Clement B., Romanov A.S.* Documenting the suboxic zone of the Black Sea via high-resolution real-time redox profiling. Deep-Sea Research II, 2006, 53.– P. 1740 – 1755.
29. *Glazer B.T., Luther III G.W., Konovalov S.K., Friederich G.E., Trouwborst R.E. and Romanov A.S.* Spatial and temporal variability of the Black Sea suboxic zone. Deep-Sea Research II, 2006, 53. – P. 1756 – 1768.
30. *Ivanov L.I., Samodurov A.S.* The Role of Lateral Fluxes in Ventilation of the Black Sea // Journal of Marine Systems. – 2001. – 32. – P. 159 – 174.
31. *Karl D.M., Knauer G.A.* Microbial production and particle flux in the upper 350 m of the Black Sea // Deep-Sea Research. – 1991. – 38, № 2a. - P. 921 – 942.
32. *Konovalov S., Tugrul S., Basturk O. and Salihoglu I.* Spatial isopycnal analysis of the main pycnocline chemistry of the Black Sea: seasonal and interannual

- variations. NATO ASI Series. Sensitivity to change: Black Sea, Baltic Sea and North Sea, edited by E. Ozsoy and A. Mikaelyan, Kluwer Academic Publishers, The Netherlands, Series 2: Environment, 1997, 27. – P. 197 - 210.
33. *Konovalov S.K., Ereemeev V.N., Suvorov A.M., Khaliulin A.Kh., Godin E.A.* Climatic and anthropogenic variations in the sulfide distribution in the Black Sea // *Aquatic Chemistry*. – 1999. – 5. - P. 13 – 27.
 34. *Konovalov S.K., Ivanov L.I., Murray J.W., Ereemeeva L.V.* Eutrophication: a plausible cause for changes in hydrochemical structure of the Black Sea anoxic layer // *Environmental degradation of the Black Sea: Challenges Remedies* (S. Besiktepe et al. eds.). – NATO ASI series. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands Series 2. Environmental Security, 1999. – 56. - P. 61 – 74.
 35. *Konovalov S.K., Ivanov L.I., Samodurov A.S.* Oxygen, nitrogen and sulphide fluxes in the Black Sea // *Mediterranean Marine Science*. – 2000. - 1/2. - P. 41 – 59.
 36. *Konovalov S.K., Ivanov L.I., Samodurov A.S.* Fluxes and Budget of Sulphide and Ammonia in the Black Sea Anoxic Layer // *Journal of Marine Systems*. – 2001. – 31, №1-3. – P. 203 – 216.
 37. *Konovalov S.K., Luther III G.W., Friederich G.E.* et al. Lateral injection of oxygen with the Bosphorus plume-fingers of oxidizing potential in the Black Sea // *Limnology and Oceanography*. – 2003. – 48. - P. 2369 – 2376.
 38. *Konovalov S.K., Murray J.W.* Variations in the chemistry of the Black sea on a time scale of decades (1960 – 1995) // *Journal of Marine Systems*. – 2001. – 31, № 1 - 3. - P. 217 – 243.
 39. *Konovalov S.K., Murray J.W., Luther G.W.* Basic Processes of the Black Sea Biogeochemistry. *Oceanography*, 2005, 18(2). – P. 28 - 35.
 40. *Konovalov S.K., Murray J.W., Luther G.W., Tebo B.M.* Processes controlling the Redox budget for oxic/anoxic water column of the Black Sea // *Deep-Sea Research II*, 2006, 53. – P. 1817 – 1841.
 41. *Konovalov S., Romanov A., Basturk O.* et al. “Report of the NATO TU-Black Sea chemistry group meeting for the initiation of a data base and evaluation of the existing biochemical data in the Black Sea riparian countries held in Erdemli-Turkey on 17-28 April 1995”. - Printed in the Institute of Marine Sciences Middle East Technical University, P.O.Box. 28, 33731 Erdemli-Icel Turkey, 1995. – 29 p.
 42. *Konovalov S.K., Luther G.W., Yucel M.* Porewater redox species and processes in the Black Sea sediments. *Chemical Geology*, 2007, 245. – P. 254 – 274.
 43. *Konovalov S.K., Fuchsman C.A., Belokopitov V., Murray J.W.* Modeling the distribution of nitrogen species and isotopes in the water column of the Black Sea. *Marine Chemistry*, 2008, 111. – P. 106 - 124.
 44. *Lee B.-S., Bullister J.L., Murray J.W., Sonnerup R.E.* Anthropogenic chlorofluorocarbons in the Black Sea and the Sea of Marmara // *Deep-Sea research I*. – 2002. – 49. – P. 895 – 913.
 45. *Lein A.Yu., Ivanov M.V.* On the sulfur and carbon balances in the Black Sea // *Black Sea oceanography* (Editors E. Izdar and J.W. Murray). - Kluwer Academic Publishers, 1991. – P. 307 – 318.
 46. *Murray J.W.* Unexpected changes in the oxic/anoxic interface in the Black Sea // *Nature*. – 1989. – 337. - P. 411 – 413.

47. Murray J.W., Izdar E. The 1988 Black Sea Oceanographic Expedition: Overview and new Discoveries // *Oceanography*. – 1989. – 2. – P. 15 – 21.
48. Murray J.W., Konovalov S.K., Romanov A., Luther G., Tebo B., Friederich G., Oguz T., Besiktepe S., Tugrul S. and Yakushev E. 2001 R/V Knorr Cruise: New Observations and Variations in the Structure of the Suboxic Zone. In: *Oceanography of the Eastern Mediterranean and Black Sea* (Ed. A. Yilmaz), Proceeding of the “Second International Conference on Oceanography of the Eastern Mediterranean and Black Sea: Similarities and Differences of Two Interconnected Basins”, TUBITAK Publishers, Ankara, Turkey, 2003. – P. 545 – 557.
49. Murray J.W., Fuchsman C., Kirkpatrick J., Paul B., Konovalov S. Species and $\delta^{15}\text{N}$ Signatures of Nitrogen Transformations in the Suboxic Zone of the Black Sea. *Oceanography*, 2005, 18(2). – P. 36 - 47.
50. NATO TU-BLACK SEA PROJECT ECOSYSTEM MODELING AS A MANAGEMENT TOOL FOR THE BLACK SEA (Editors L. Ivanov, T. Oguz). – Symposium on Scientific Results, NATO ASI Series, Kluwer Academic Publishers, The Netherlands, Series 2. Environmental Security, 1998. – 47. – 765 p.
51. Neretin L.N., Volkov I.I., Bottcher M.E., Grinenko V.A. A sulfur budget for the Black Sea anoxic zone // *Deep-Sea Research I*. – 2001. – 48. – P. 2569 – 2593.
52. Ozsoy E., Latif M.A., Tugrul S., Unluata U. Exchanges with the Mediterranean, fluxes, and boundary mixing processes in the Black Sea // *Bulletin de l'Institut oceanographique Monaco*. - 1995. – P. 1 – 25.
53. Yunev O.A., Vedernikov V.I., Basturk O., Yilmaz A., Kideys A.E., Moncheva S., Konovalov S.K. Long-term variations of surface chlorophyll a and primary production in the open Black Sea. *Marine Ecology Progress Series*, 2002, 230. – P. 11 – 28.
54. Юнев О.А. Антропогенная эвтрофикация и ее влияние на состояние экосистемы пелагиали Черного моря // *Устойчивость и эволюция океанологических характеристик экосистемы Черного моря* (под ред. В.Н. Еремеева, С.К. Коновалова). – Севастополь: ЭКОСИ –Гидрофизика – 2012. – С. 300 – 330.
55. Sorokin Yu.I. On the primary production and bacterial activities in the Black Sea // *J. Cons. perm. int. Explor. Mer.* – 1964. – 29. – P. 41 – 54.
56. Stelmakh L.V., Yunev O.A., Finenko Z.Z. et al. Peculiarities of seasonal variability of primary production in the Black Sea // *Nato tu-black sea project ecosystem modeling as a management tool for the black sea* (Editors L. Ivanov and T. Oguz). – Symposium on scientific results. *Nato AST Series*. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands, 1998. - 2/47(2) – P. 93 – 104.

3.7. АНТРОПОГЕННАЯ ЭВТРОФИКАЦИЯ И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА СОСТОЯНИЕ ЭКОСИСТЕМЫ ПЕЛАГИАЛИ ЧЕРНОГО МОРЯ

Начавшаяся в 1960-х гг. активная повсеместная химизация сельского хозяйства (так называемая «Зеленая Революция») явилась основной причиной значительного увеличения в поступлении биогенных элементов азота и фосфора в морские экосистемы [1-3]. Избыточное поступление биогенных элементов приводило к увеличению частоты, интенсивности и пространственной протяженности «цветений воды» в шельфовой зоне, вызванных вспышками развития одного или нескольких видов фитопланктона [4-6]. В свою очередь, существенное увеличение биомассы и последующее отмирание фитопланктона увеличивало поток отмерших водорослей из зоны фотосинтеза в более глубокие слои, где происходила их бактериальная деструкция, сопровождающаяся уменьшением концентрации растворенного в воде кислорода. При определенных условиях в придонном слое на шельфе возникала гипоксия (когда концентрация кислорода становилась менее 2,0 мл/л), что негативно влияло на состояние как пелагических, так и бентосных организмов (так называемые «заморные» явления) [7]. Эти изменения в водных экосистемах имеют прямое отношение к явлению, называемому эвтрофикацией. Основу этого явления составляет процесс с тем же названием, который согласно современным представлениям [1] определяется как увеличение скорости поступления органического вещества в экосистему.

Черное море имеет все предпосылки для развития в нем антропогенной эвтрофикации. Относительно небольшие размеры, почти полная замкнутость, тонкий верхний аэробный слой, повышенная чувствительность к изменению водного и солевого баланса делают Черное море удобной мишенью для антропогенного влияния [8]. Важно также отметить, что площадь водосборных районов превышает площадь черноморского бассейна более чем в 5 раз, что позволяет считать речной сток, несущий биогенные вещества в Черное море, одним из самых мощных среди замкнутых и полузамкнутых морей [9]. Только обширный северо-западный шельф с глубинами менее 200 м, составляющий около 20% от всей площади Черного моря, подвержен непосредственному влиянию четырех больших рек: Дуная со стоком $\sim 210 \text{ км}^3 \text{ год}^{-1}$, Днепра – $50 \text{ км}^3 \text{ год}^{-1}$, Днестра – $10 \text{ км}^3 \text{ год}^{-1}$ и Южного Буга – $3 \text{ км}^3 \text{ год}^{-1}$ [10].

Как отмечалось в работе [10], в 70 – 80-х гг. XX ст. произошло «гигантское» увеличение в поступлении биогенных веществ в черноморские реки в результате интенсификации сельского хозяйства и широкого использования фосфатных детергентов в странах Восточной Европы. За 10-15 лет концентрация нитратов и фосфатов в р. Дунае выросла приблизительно в 3 раза, в Днестре – в 5-7 раз. В 80-е гг. только Дунай ежегодно поставлял в Черное море около 60 тыс. т фосфора и около 750 тыс. т неорганического азота – почти столько, сколько все реки, впадающие в Северное море, и в 4 раза больше, чем в Балтийское море.

Необычно высокое поступление нитратов и фосфатов в Черное море привело к тому, что, начиная с 80-х гг. антропогенная эвтрофикация стала серьезной проблемой для прибрежных районов в западной половине моря [4-7, 10-16]. Если до 70-х гг. на шельфах Румынии и Болгарии «цветения воды» были редким явлением, то в конце 80-х – начале 90-х гг. фиксировали уже до 50 случаев «цветений воды» [4, 6]. Некоторые из них имели исключительную интенсивность (от 50 млн. до 1 млрд. клеток водорослей в литре!). В украинском секторе северо-западного шельфа площадь «цветений воды» в 80-х по сравнению с 60-ми гг. увеличилась почти в 10 раз [11]. Это привело к образованию больших районов подверженных гипоксии – площадью до 30-40 тыс. км². Гипоксия явилась причиной массовой смертности придонных организмов и стала обычным явлением в этом районе Черного моря. Общие потери морских организмов вследствие «заморов» в период с 1973 по 1990 г. оценивались в 60 млн. т, из которых 5 млн. т приходилось на промысловых рыб [13].

Об эвтрофикации Черного моря свидетельствовали и значительные изменения оптических, фитопланктонных и гидрохимических характеристик глубоководной (глубины <200 м) части моря. Так, прозрачность воды, оцениваемая по глубине видимости диска Секки, уменьшилась с 21-22 м (конец 50-х – начало 60-х гг.) до 6-10 м (начало 90-х гг.) [17]. Соответственно, нижняя граница эвфотического слоя (верхнего слоя моря, в котором света достаточно для первичной продукции фитопланктона) поднялась в этой части моря с 50-60 м приблизительно до 35 м [10]. Первичная продукция в столбе воды и средняя в слое фотосинтеза концентрации хлорофилла «а» в летние месяцы 1989-1991 гг. увеличилась в 2-2,5 раза по сравнению с 60-ми годами [18]. Суммарная биомасса фитопланктона (интегральная для слоя 0-100 м) в июне-октябре начала 90-х гг. была выше в 4 раза по сравнению с периодом конца 70-х – начала 80-х гг. [19]. В первой половине 80-х гг. среднегодовая концентрация кислорода в слое основного пикноклина уменьшилась более чем в 3 раза, что, могло произойти, по мнению авторов, только из-за увеличения экспортной продукции органического вещества, образованного первичной продукцией фитопланктона [20].

Таким образом, в настоящее время имеются достаточно многочисленные и веские свидетельства того, что эвтрофикация во второй половине XX ст. интенсивно развивалась как на шельфе, так и в глубоководной части Черного моря. Однако, до настоящего времени данные об эвтрофикации Черного моря не обобщены должным образом и не исследованы базисные вопросы, касающиеся явления. В частности не дана количественная оценка эвтрофикации, не исследованы механизмы явления в глубоководной части моря и на шельфе, слабо изучено основное действие эвтрофикации на морские экосистемы, т.е. ее влияние на эффективность распределения поступающего органического вещества по трофической сети в черноморской пелагиали. Без ответа на эти вопросы невозможно понять особенности функционирования черноморской экосистемы во второй половине XX ст., когда она находилась под воздействием необыкновенно высокого поступления в нее азота и фосфора, и в каком

состоянии она находится в настоящий момент – после достаточно длительного периода антропогенной эвтрофикации.

Характеристика основных особенностей и обобщение антропогенной эвтрофикации всего Черного моря в настоящей работе базируется на полученных нами данных о многолетних (1960-е – начало 2000-х гг.) изменениях в разных районах моря: суточной и годовой первичной продукции; концентрации хлорофилла «а»; концентрации биогенных веществ и кислорода; глубины видимости диска Секки; годовых запасов мелких пелагических рыб в море и биомассы фитопланктона на северо-западном шельфе, а также их отношения (Q-фактора) [21-32].

Для количественной оценки и исследования механизмов эвтрофикации все море было разделено на 7 суб-регионов (рис. 3.7.1). Выделение в отдельные районы глубоководной части моря, ближнего и дальнего шельфов, в общем, соответствует делению Черного моря на отдельные регионы, принятому в продукционных исследованиях [33-36]. Вместе с тем, схема была адаптирована к исследованиям многолетних изменений различных фитопланктонных и гидрохимических характеристик в ответ на воздействие антропогенных и природных факторов [20-23].

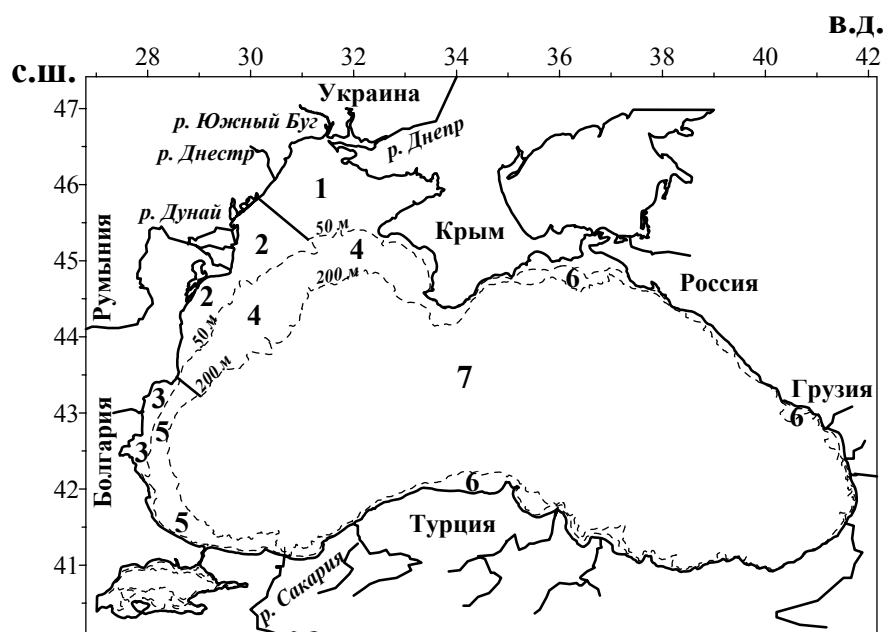


Рисунок 3.7.1. Разделение Черного моря на регионы для количественной оценки эвтрофикации и исследования механизмов явления.

Оценка скорости поступления органического вещества в черноморскую экосистему в разные межгодовые периоды.

Известно, что основными источниками органического вещества, поступающего в водные системы ($C_{орг.}$), являются процессы первичного

продуцирования внутри самой системы (автохтонный $C_{орг.}$) и поступление органического вещества извне (аллохтонный $C_{орг.}$) [1]. Существенное увеличение в поступлении $C_{орг.}$ в морские экосистемы во второй половине XX ст. происходило в основном за счет увеличения первичной продукции фитопланктона, вызванного высоким поступлением в экосистемы со стоком рек минеральных биогенных веществ [1, 3, 7, 10]. Поэтому, изменение скорости поступления $C_{орг.}$ в морские экосистемы принято оценивать по изменению их годовой первичной продукции (ГПП) [1, 38].

По сути, ГПП представляет собой сумму интегральных месячных величин первичной продукции, которые, в свою очередь, рассчитываются по нескольким измерениям в отдельные месяцы суточной продукции. Отсутствие данных для большинства месяцев для корректного воспроизведения внутригодовой динамики первичной продукции по ее среднемесячным величинам являлось основной причиной недостоверных результатов оценки ГПП для Черного моря в предшествующие годы [34-36, 39-41]. Анализ этих данных показал, что с их помощью весьма проблематично достоверно оценить многолетние изменения ГПП или оценить ее средние величины для ключевых в современной эволюции Черного моря периодов: доэвтрофикационного (60-е гг.), интенсивной эвтрофикации (второй половины 80-х – начала 90-х гг.) и второй половины 90-х – начала 2000-х гг. – периода, который характеризуется уменьшением поступления биогенных веществ в Черное море с речным стоком [25].

Получить внутригодовую динамику первичной продукции по ее измерениям стандартным радиоуглеродным методом во все месяцы года удалось только для глубоководной части моря (Регион 7) и только в среднем для периода интенсивной эвтрофикации [27]. Для получения величин ГПП для других районов моря и межгодовых периодов, были привлечены более многочисленные данные по внутригодовым и многолетним изменениям концентрации хлорофилла «а» (хл «а») и гидрохимических характеристик (в основном неорганического азота), изменения которых коррелируют в морских экосистемах как с изменением суточной первичной продукции, так и с антропогенной эвтрофикацией [20, 21, 42].

Для использования концентрации хл «а», рассчитывалась регрессионная зависимость первичной продукции от концентрации хл «а» для разных сезонов отдельно для глубоководной части моря и шельфа (рис. 3.7.2).

Сравнение восстановленной по хл «а» внутригодовой динамики суточной первичной продукции и ее среднемесячных величин, полученных ^{14}C методом, показывает достаточное соответствие и на шельфе, и в глубоководной части моря (рис. 3.7.3, 3.7.4). Расчет как годовой первичной продукции глубоководной части моря, где имеются данные для всех месяцев года [27], так и интегральной продукции для наиболее длинных месячных интервалов на шельфе (рис. 3.7.3, Регион 2 и 4) по измеренным и расчетным данным показал очень близкие результаты.

Для получения величины ГПП глубоководной части моря для доэвтрофикационного периода были взяты за основу гидрохимические расчеты [20] – из-за отсутствия в этот период как измерений первичной продукции, так и

измерений концентрации хл «а» в поверхностном слое для корректного воспроизведения их внутригодового хода [21]. Оценивая роль эвтрофикации в изменении химической структуры глубоководной части Черного моря в 70-х – начале 90-х гг., авторы [20] рассчитали вероятный прирост ГПП в этой части моря за счет увеличения в поступлении минерального азота со стоком рек. Прирост ГПП в этот период по их данным составил $(15-21) \times 10^{11}$ молей С год⁻¹, или 60-85 г С м⁻² год⁻¹ – на единицу площади по нашим расчетам. Исходя из этого, ГПП для 60-х гг. рассчитывалась по разности между величиной ГПП в период интенсивной эвтрофикации (135 ± 30 г С м⁻² год⁻¹) [27] и приростом ГПП ($60-85$ г С м⁻² год⁻¹). Эта величина составила 63 ± 18 г С м⁻² год⁻¹.

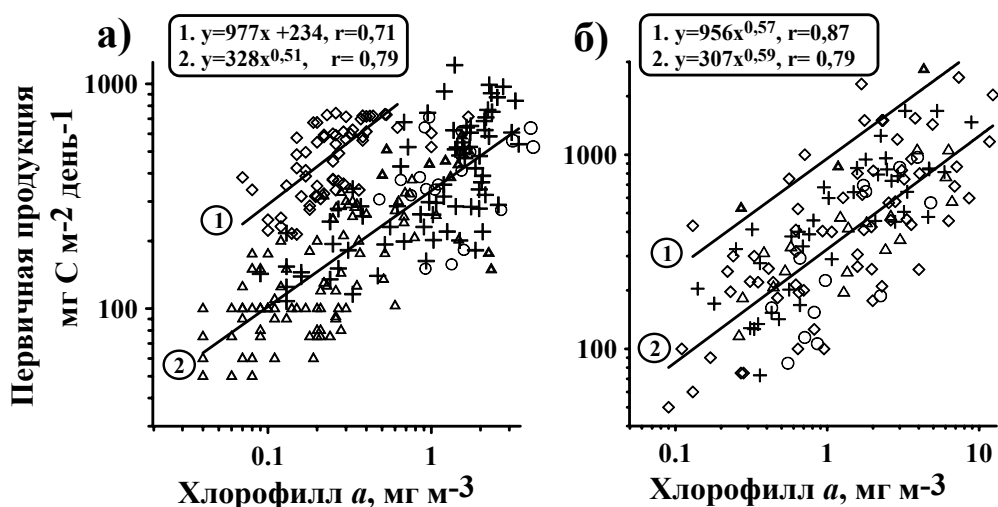


Рисунок 3.7.2. Зависимость суточной первичной продукции от концентрации хл «а» в поверхностном слое глубоководной части Черного моря (а) и на шельфе (б) для различных сезонов (◇ - лето, Δ - осень, ○ - зима, + - весна) во второй половине 80-х – начале 90-х гг. 1 - регрессионная зависимость для лета, 2 – для трех остальных сезонов на обоих рисунках.

Следует отметить, что полученная величина ГПП глубоководной части моря для доэвтрофикационного периода с использованием гидрохимических расчетов оказалась близкой к той, что была получена для центра западной халистатики по измерениям первичной продукции в 1960-х гг. с мая по октябрь стандартным ¹⁴С методом (40 г С м⁻² год⁻¹) [39], но которая, как показал анализ данных [25], была занижена – из-за сделанного автором в 70-х гг. неверного предположения о невысоких величинах первичной продукции глубоководных районов моря в зимние месяцы. Поскольку, в настоящее время данные о внутригодовой динамике первичной продукции глубоководной части моря хорошо известны [24, 27, 29], то внесение соответствующих поправок в соотношение интегральной первичной продукции для летних и зимних месяцев в оценки, сделанные в [39] приводит к величине ГПП 60-х гг. равной ~ 55 г С м⁻² год⁻¹, т.е., фактически, такой же, как 63 ± 18 г С м⁻² год⁻¹.

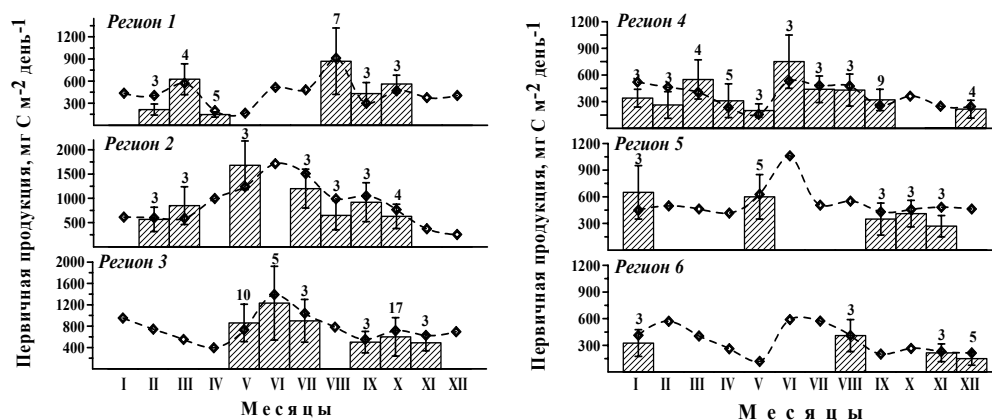


Рисунок 3.7.3. Внутригодовая динамика первичной продукции различных регионов черноморского шельфа во второй половине 80-х – начале 90-х гг., рассчитанная по хл «а» (ромбики и пунктирная линия) и по измерениям ^{14}C методом (столбики). На этом и следующем рисунке также приведено количество измерений для получения среднемесячных величин по ^{14}C методу и показаны их доверительные интервалы.

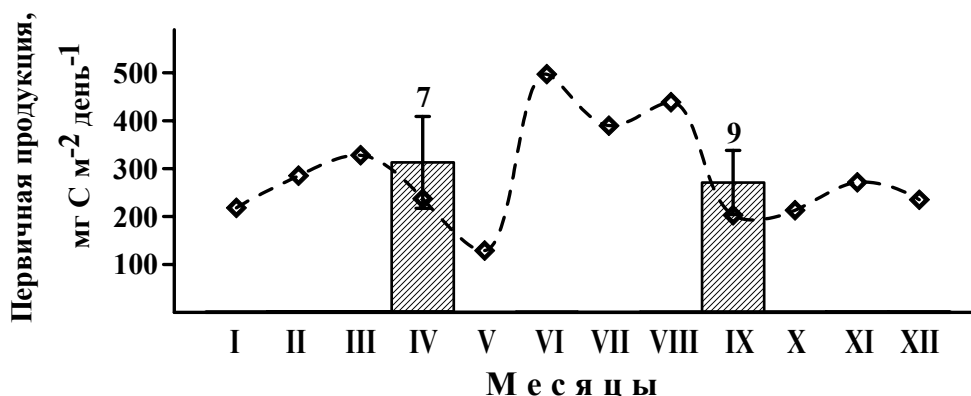


Рисунок 3.7.4. Внутригодовая динамика первичной продукции глубоководной части Черного моря с 1993 по 2007 гг., рассчитанная по хл «а» (ромбики и пунктирная линия) и по измерениям ^{14}C методом (столбики).

Для большинства районов черноморского шельфа в доэвтрофикационный период также отсутствовали данные для воспроизведения внутригодовой динамики как первичной продукции, так и концентрации хл «а». В этом случае была взята за основу схема расчетов ГПП Балтийского моря для 60-х гг. [42], которая основывалась на существовании в Балтийском море в период эвтрофикации прямой пропорции между увеличением концентрации нитратов в поверхностном слое в зимние месяцы и увеличением интегральной весенней первичной продукции. Ранее нами было показано, что на черноморском шельфе, также как и в мелководной Балтике, увеличение концентрации нитратов зимой в 70-80-х гг. привело к пропорциональному увеличению первичной продукции весной [28]. Исходя из этого результата, по данным многолетних изменений концентрации нитратов в зимние месяцы [7, 23,

43] и соотношению весенней и годовой продукций на черноморском шельфе были получены величины ГПП для различных районов шельфа в доэвтрофикационный период [28].

По данным о внутригодовой динамике концентрации хл «а» в глубоководной части моря (Регион 7) с середины 90-х по начало 2000-х гг., и с использованием регрессионной зависимости первичной продукции от концентрации хл «а» [27] была получена величина ГПП этой части моря, которая оказалась ниже приблизительно на 20% величины для периода интенсивной эвтрофикации, т.е. около $105 \text{ г С м}^{-2} \text{ год}^{-1}$. Для всех районов шельфа, где приблизительно с середины 90-х гг. отсутствуют данные как по первичной продукции, так и по концентрации хл «а» для корректного воспроизведения их внутригодовых динамик, был принят тот же процент уменьшения ГПП середины 90-х – начала 2000-х гг. по сравнению с предыдущим периодом, что и полученный для глубоководной части моря. Основанием для этого явились данные по многолетним изменениям биогенных веществ и кислорода на черноморском шельфе, косвенно свидетельствующие также об уменьшении его первичной продукции приблизительно с начала/середины 90-х гг. [23].

Таким образом, использование данных по суточной первичной продукции, внутригодовым и многолетним изменениям концентрации хл «а» и гидрохимических характеристик позволило получить величины ГПП для различных районов Черного моря и всего бассейна для трех периодов: доэвтрофикационного, интенсивной эвтрофикации и середины 90-х – начала 2000-х гг. (табл. 3.7.1).

Таблица 3.7.1. Годовая первичная продукция ($\text{г С м}^{-2} \text{ год}^{-1}$) различных районов Черного моря (рис. 3.7.1) для периодов: доэвтрофикационного (ГПП₆₀), интенсивной эвтрофикации (ГПП₈₀) и середины 90-х – начала 2000-х гг. (ГПП₉₀).

регион	ГПП ₆₀	ГПП ₈₀	ГПП ₉₀
1	45±15	150±45	120±35
2	110±30	330±95	260±80
3	105±30	250±75	200±60
4	55±15	135±40	110±30
5	85±25	195±60	155±45
6	60±20	130±40	105±30
7	63±18	135±30	105±30
все море	65±20	145±45	120±36

Доэвтрофикационный период. Этот период характеризовался невысокой ГПП ($<100 \text{ г С м}^{-2} \text{ год}^{-1}$) для большинства районов Черного моря и всего бассейна, что согласно современной классификации трофности внутренних морей [44] соответствует олиготрофному уровню. Более высокие величины ГПП в этот период ($105\text{-}110 \text{ г С м}^{-2} \text{ год}^{-1}$), соответствующие нижней границе мезотрофного уровня, были получены для районов внутреннего шельфа, находящихся под влиянием р. Дунай (Регионы 2 и 3), тогда как минимальная величина ГПП ($45\pm15 \text{ г С м}^{-2} \text{ год}^{-1}$) была получена для района внутреннего

шельфа, находящегося, в основном, под влиянием речного стока рек Днепра, Днестра и Южного Буга (Регион 1). Такие значительные отличия в уровнях ГПП в районах внутреннего шельфа, находящихся под влиянием речных стоков, наиболее вероятно, объясняются различиями в океанологических условиях, характерных для этих районов. Как отмечалось выше, три реки в северной части Причерноморья, в отличие от Дуная, впадают не непосредственно в море, а в лиманы, заметно сокращающих поступление биогенных веществ с речным стоком на шельф в этой части моря [7].

Период интенсивной эвтрофикации. Величина ГПП Черного моря увеличилась в течение последующих двух десятилетий (с начала 70-х по начало 90-х гг.) как в отдельных районах, так и в целом во всем море. В районах ближнего шельфа в северо-западной части моря, находящихся под влиянием стока крупных рек, ГПП увеличилась приблизительно в 3,0 – 3,5 раза, а в остальных районах, включая глубоководную часть моря, в 2,0 – 2,5 раза. Соответственно, в Черном море, в целом, ГПП за время эвтрофикации увеличилось приблизительно в 2,2 раза. ГПП во всех районах шельфа, за исключением наиболее продуктивного района была близкой к ГПП Черного моря, в целом, и составляла 145 ± 45 г С м⁻² год⁻¹, соответствуя мезотрофному уровню трофности морских экосистем [44]. В то же время, наиболее продуктивные районы Черного моря, находящиеся под влиянием стока р. Дунай в конце 80-х – начале 90-х гг. стали эвтрофными с ГПП равной 330 ± 95 и 250 ± 75 г С м⁻² год⁻¹, соответственно в Регионах 2 и 3.

Таблица 3.7.2. Поступление $S_{орг.}$ (10^6 т С год⁻¹) в доэвтрофикационный период (1) и период интенсивной эвтрофикации (2). Поступление автохтонного $S_{орг.}$ в различных районах моря рассчитывалось умножением ГПП района на его площадь. В таблице указаны площади районов согласно [45].

источник поступления $S_{орг.}$	площадь км ²	межгодовой период	
		1	2
наименее продуктивный шельф (Регион 1)	24100	1,1	3,6
наиболее продуктивный шельф (Регионы 2+3)	21350	2,2	6,6
глубоководная часть моря (Регион 7)	305960	18,8	40,5
все Черное море	417260	27,1	60,5
со стоком Дуная, Днестра, Южного Буга и Днепра ¹⁾		1,9	2,2

¹⁾ [7]

Определение величин ГПП разных районов Черного моря для 60-х гг. и периода интенсивной эвтрофикации показало увеличение скорости поступления автохтонного $S_{орг.}$ в черноморскую экосистему за период ее эвтрофикации с $27,1 \times 10^6$ т С год⁻¹ (60-е гг.) до $60,5 \times 10^6$ т С год⁻¹, т.е. приблизительно в 2,2 раза (табл. 3.7.2). Более 65% автохтонного $S_{орг.}$ поступало из глубоководной части моря (из-за ее большей площади), а поступление $S_{орг.}$ из наиболее продуктивного шельфа почти в 2 раза превышало поступление из наименее продуктивного шельфа (несмотря на его меньшую площадь). В целом, поступление автохтонного $S_{орг.}$ в Черное море значительно превышало поступление $S_{орг.}$ со

стоком рек как в доэвтрофикационный период, так и тем более в 80-е гг., поскольку скорость поступления в море последнего за период эвтрофикации возросла лишь приблизительно в 1,2 раза.

Середина 90-х – начало 2000-х гг. (период деэвтрофикации). Явление, когда происходит процесс обратный эвтрофикации (олиготрофикация в англоязычной литературе [46] и деэвтрофикация в русскоязычной [27]) отмечено в пресноводных системах, начиная с 90-х гг. [47] и в 2000-х гг. в некоторых морских [48, 49]. Как было показано выше, в Черном море уменьшение ГПП и на шельфе, и в глубоководной части моря (табл. 3.7.1) началось приблизительно с середины 90-х гг. Эти изменения в первичной продукции водных экосистемах связывают, главным образом, с уменьшением в поступлении биогенных веществ в системы с берега в конце XX – начале XXI ст. [50]. Но, в общем, следует отметить, что деэвтрофикация морских экосистем на настоящий момент является практически неисследованным явлением [46].

Многолетние изменения характеристик эвтрофикации и механизмы явления в разных районах Черного моря.

Шельф. Анализ многолетних изменений гидрохимических характеристик, имеющих отношение к эвтрофикации, проводился для трех регионов внутреннего шельфа в северо-западной половине моря (Регионы 1-3), наиболее подверженных антропогенному влиянию из-за стока четырех крупных рек (рис. 3.7.1).

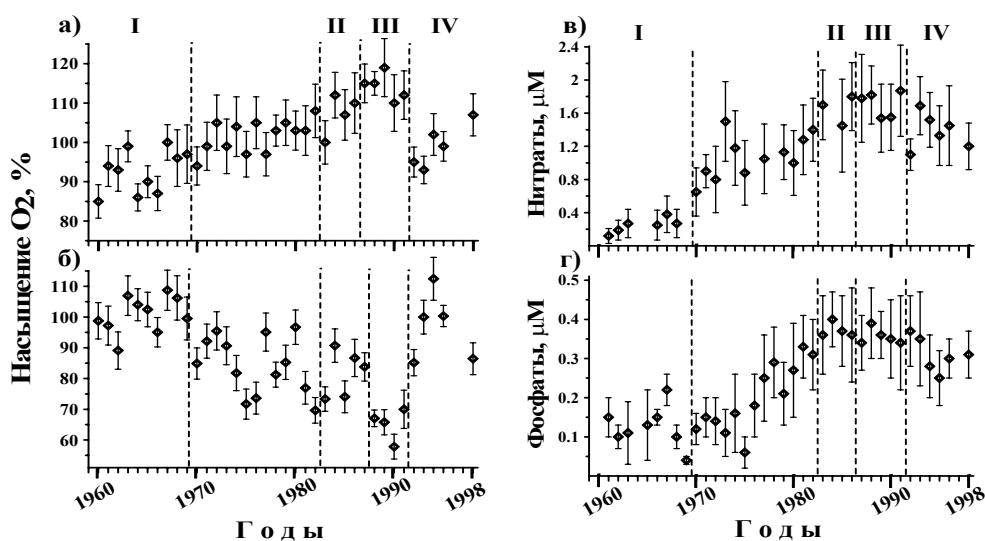


Рисунок 3.7.5. Многолетние изменения в Регион 1 средней для мая-сентября степени насыщения вод кислородом в поверхностном слое (а) и слое под термоклином (б), средних для января-марта концентраций нитратов (в) и фосфатов (г) в поверхностном слое. На этом и следующем рисунке каждый символ и вертикальные линии – средние величины за месячный интервал \pm СКО; пунктирными линиями выделены периоды, выбранные для статистического анализа многолетних изменений гидрохимических характеристик.

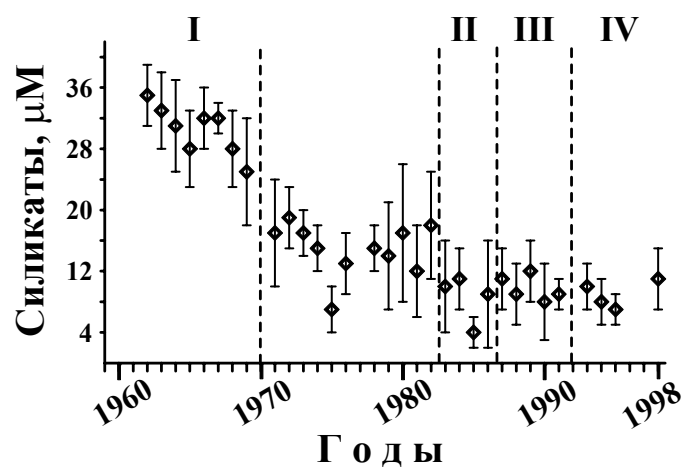


Рисунок 3.7.6. Многолетние изменения в Регионе 1 средней для января-марта концентрации силикатов в поверхностном слое.

Доэвтроф. период ← Эвтрофикация → Деэвтроф. период

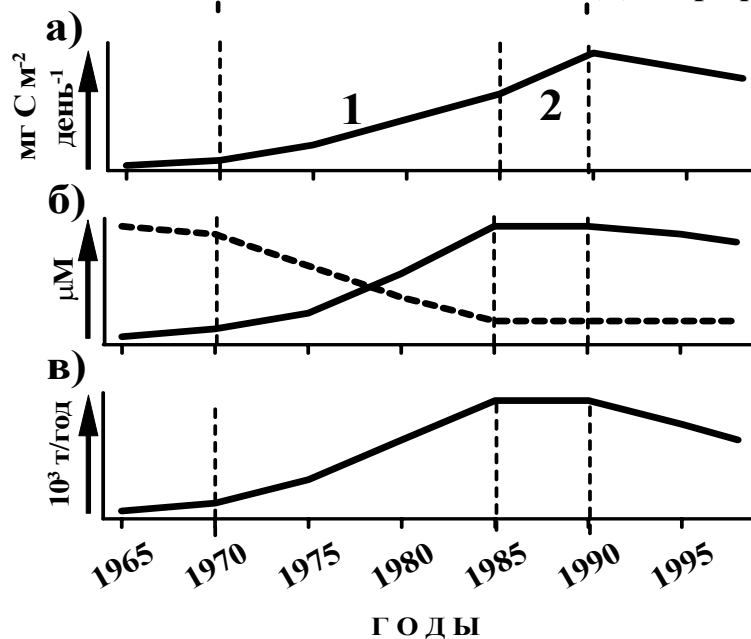


Рисунок 3.7.7. Две фазы (1 и 2) эвтрофикации черноморского шельфа. На схеме показаны изменения: а) первичной продукции на шельфе в летние месяцы согласно изменениям степени насыщения вод кислорода в двух слоях; б) фосфатов и нитратов (сплошная линия), силикатов (пунктирная линия) на шельфе в зимние месяцы; в) годовые поступления фосфатов и нитратов на шельф со стоком рек [7, 20, 50, 52]. Вертикальные пунктирные линии на схеме ограничивают периоды: доэвтрофикационный, двух фаз эвтрофикации и деэвтрофикации.

Анализ полученных данных по многолетним изменениям гидрохимических параметров (рис. 3.7.5, 3.7.6, табл. 3.7.3) позволил выявить 2 фазы эвтрофикации черноморского шельфа с различным характером многолетних изменений функционально связанных характеристик эвтрофикации (рис. 3.7.7). В доэвтрофикационный период относительно низкая первичная продукция на шельфе ($<100 \text{ г С м}^{-2} \text{ год}^{-1}$, табл. 3.7.1) определялась низкими концентрациями фосфатов и нитратов в поверхностном слое, которые соответствовали их низкому содержанию в речном стоке. С начала 70-х до середины 80-х гг. (в первой фазе эвтрофикации) происходило существенное увеличение поступления в море со стоком рек фосфатов и нитратов и увеличение их концентрации в поверхностном слое на шельфе. Это привело к увеличению первичной продукции. Подтверждением этого явилось увеличение степени насыщения вод кислородом в поверхностном слое и соответственно ее понижение в слое под термоклином (рис. 3.7.5а, б), 2,5-кратное увеличение среднегодовой концентрации хл «а» [23], 4-7-кратное увеличение биомассы фитопланктона, а также 4-5-кратное увеличение максимальной численности двух основных «цветение» образующих видов водорослей (соответственно *Prorocentrum cordatum* и *Skeletonema costatum*) [5, 6].

Таблица 3.7.3. Средние величины (\pm СКО) гидрохимических характеристик в Регионе 1 в разные периоды, показанные на рис. 3.7.3 и 3.7.4. Количество измерений кислорода в отдельные периоды колебалось от 55 до 100 и биогенных веществ – от 35 до 85. Жирным шрифтом обозначены статистически не различающиеся средние величины характеристик для соседних периодов.

характеристика	период			
	I	II	III	IV
степень насыщения O_2 (1) ¹⁾ , %	93 \pm 5	107 \pm 5	114 \pm 3	99 \pm 4
степень насыщения O_2 (2) ¹⁾ , %	101 \pm 5	82 \pm 6	65 \pm 5	97 \pm 8
нитраты, μM	0,25 \pm 0,09	1,65\pm0,22	1,71\pm0,25	1,38 \pm 0,23
фосфаты, μM	0,13 \pm 0,05	0,37\pm0,02	0,35\pm0,02	0,29 \pm 0,03
силикаты, μM	31,0 \pm 5,2	9,0\pm2,3	9,3\pm1,8	9,0\pm2,1

¹⁾ Степень насыщения O_2 (1) и (2) – соответственно в поверхностном слое и слое под термоклином.

Кроме увеличения фосфатов и нитратов, в первой фазе эвтрофикации наблюдалось значительное уменьшение (в 3-7 раз) концентрации силикатов в поверхностном слое (рис. 3.7.6), что также свидетельствовало об увеличении первичной продукции в этот период. Обогащение черноморского шельфа азотом и фосфором приводило к вспышкам численности преобладавших в суммарном фитопланктоне диатомовых водорослей [4], использующих силикаты для построения своего скелета (так называемые «цветения воды»). Оседание отмерших водорослей после «цветений воды» переводило силикаты из водной толщи в донные осадки. Следовательно, значительное уменьшение силикатов в поверхностном слое означает, с одной стороны, интенсификацию их поглощения диатомовыми водорослями во время «цветений воды», а с другой, увеличение первичной продукции фитопланктона.

В отличие от концентрации нитратов и фосфатов, связи между поступлением аммония со стоком рек и изменением его концентрации на

шельфе (рис. 3.7.8), с одной стороны, и увеличением первичной продукции (рис. 3.7.7а), с другой, в первой фазе эвтрофикации не наблюдалось. Причиной такого несоответствия мог быть существенно меньший вклад аммония, по сравнению с нитратами, в суммарное содержание в речной воде всех трех минеральных форм азота: нитратов, аммония и нитритов (рис. 3.7.8а).

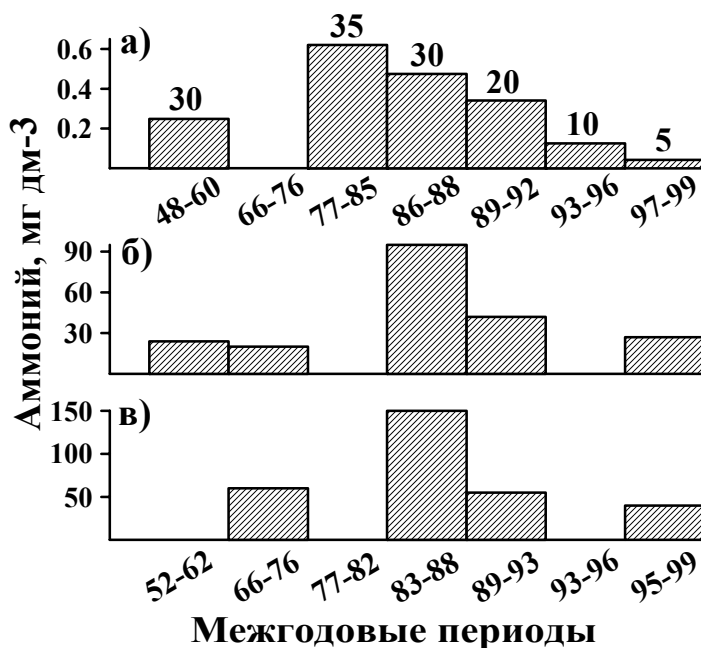


Рисунок 3.7.8. Многолетние изменения содержания аммония в дельте Килийского рукава Дуная (а), а также в поверхностном (б) и придонном (в) слоях вод северо-западной части Черного моря (составлено по таблицам в [7]). На «а», над столбиками указана доля (%) аммония в суммарном содержании всех минеральных форм азота в дунайской воде.

Как уже отмечалось ранее (табл. 3.7.2) значительно больший вклад в эвтрофикацию внесло поступление в черноморскую экосистему автохтонного, а не аллохтонного органического вещества, как это обычно и наблюдается в морских экосистемах [1, 3]. Кроме этого известно, что основную массу органического азота поступающего в Черное море извне составляет устойчивое к бактериальному распаду аллохтонное органическое вещество гуминовой природы, и что только небольшая часть органического фосфора (в виде простейших растворенных фосфорорганических соединений) может ассимилироваться фитопланктоном [7]. Поэтому, приблизительно шести- и четырехкратные увеличения поступления в Черное море со стоком рек соответственно органического азота и фосфора в середине 80-х гг. по сравнению с 50-ми гг. [7] также не могли внести существенный вклад в увеличение первичной продукции шельфа в первой фазе эвтрофикации.

Во второй фазе эвтрофикации (середина 80-х – начало 90-х гг.) поступление фосфатов и нитратов со стоком рек, а также их концентрация на шельфе стабилизировались (рис. 3.7.7б, в), сократилась и концентрация аммония

в дунайской воде, и его доля в суммарной концентрации трех форм минерального азота (рис. 3.7.8). Тем не менее, увеличение первичной продукции на черноморском шельфе продолжалось (рис. 3.7.7а). Об этом свидетельствовало изменение концентрации кислорода (рис. 3.7.5а, б; табл. 3.7.3), увеличение среднегодовой концентрации хл «а» [23], биомассы фитопланктона и максимальной численности двух основных «цветение» образующих видов водорослей (соответственно *Prorocentrum cordatum* и *Skeletonema costatum*) на придунайском шельфе [5, 6]. Такой результат многолетних изменений функционально связанных гидрохимических и фитопланктонных характеристик, определенно, свидетельствовал, что после середины 80-х гг. на шельфе Черного моря появились другие, существенные источники «питающие» эвтрофикацию, кроме традиционно рассматриваемого необычно высокого поступления биогенных веществ в Черное море с речным стоком [10, 50, 53].

Было показано, что в 70 – 80-е гг. атмосферные осадки и локальные прибрежные источники вносили небольшой вклад в общее поступление биогенных веществ в Черное море [7]. Поступление же биогенных веществ на внешний черноморский шельф с глубинами 50-200 м из прилегающего к нему континентального склона до настоящего времени исследовано недостаточно [54]. Напротив, оценки поступления биогенных веществ из донных отложений, проводимые как в Черном море, так и в других районах Мирового океана, подверженных эвтрофикации, показали, что этот источник поступления биогенных веществ в эвфотический слой на шельфе может быть равным и даже превосходить их поступление на шельф со стоком рек. Так, например, поступление общего неорганического азота и фосфора в морскую воду на североатлантическом шельфе в результате процесса минерализации органического вещества в донных отложениях превышало их поступление с берега со стоком рек и в виде атмосферных осадков в 1,4-2,2 раза [55].

Для северо-западного шельфа Черного моря было показано, что диффузия биогенных веществ из донных отложений в придонный слой моря пропорциональна запасам в них органических веществ [37]. Поступление биогенных веществ из донных отложений в водную толщу особенно усиливается при развитии восстановительных условий на границе вода – донные отложения в период гипоксии, и это поступление биогенных веществ может быть значительным, если принять во внимание то, что и периоды гипоксии могут быть весьма продолжительными [56]. Например, на северо-западном шельфе во второй половине 90-х гг. в летне-осенний период в среднем за один месяц гипоксии из донных отложений поступало до 80 тыс. т аммонийного азота, до 20 тыс. т фосфатов и до 90 тыс. т кремния, что сопоставимо с поступлением этих веществ со стоком рек [57]. И, наконец, сравнение поступления биогенных веществ из донных отложений по оценкам *in situ* в придунайском и приднестровском районах с их поступлением со стоком рек показало, что поступление азота в форме аммония из донных отложений в придонный слой было того же порядка, что и поступление нитратов с речным стоком [37]. Поступление же восстановленных фосфатов из донных отложений составляло 50% от поступления их со стоком рек.

Таким образом, из приведенных выше примеров следует, что поступление биогенных веществ из донных отложений в придонный слой в морских экосистемах, включая и Черное море, в принципе, может быть того же порядка или даже превосходить поступление биогенных веществ с речным стоком. Однако, эти примеры относятся к периоду, которому предшествовала продолжительная эвтрофикация шельфа, т.е. когда донные отложения уже были значительно обогащены органическим веществом. В случае черноморского шельфа – это вторая половина 90-х гг. [7]. Поэтому, это не объясняло, в полной мере, увеличение фотосинтетической активности фитопланктона на черноморском шельфе непосредственно в период с середины 80-х до начала 90-х гг., когда оценок интенсивности разных источников эвтрофирования черноморского шельфа не проводилось.

Вместе с тем, о значительном увеличении поступления биогенных веществ из донных отложений в Черном море в середине 80-х гг. косвенно свидетельствуют данные о многолетних изменениях аммония (рис. 3.7.8). Хотя поступление аммония со стоком рек в середине 80-х гг. уменьшилось, на шельфе в это время произошло значительное (в 3-5 раз) увеличение его содержания как в поверхностном, так и в придонном слоях. Аммоний является основной формой азота, которая образуется при минерализации органического вещества бактериями и бентосными организмами [37]. Значительное увеличение его концентрации в придонном слое в середине 80-х гг., вероятнее всего, отражает, во-первых, значительное увеличение содержания органического вещества в донных отложениях, и, во-вторых, увеличение поступления образующихся биогенных веществ из донных отложений в водную толщу. Поступление биогенных веществ из донных отложений особенно усиливается, как отмечалось выше, в летние месяцы во время гипоксии [7]. Именно, с 1983 по 1990 гг. было отмечено образование необычно больших гипоксических районов в северо-западной части Черного моря – с площадью до 30-40 тыс. км² [11].

В свою очередь, значительное увеличение концентрации аммония в поверхностном слое свидетельствует о том, что в середине 80-х гг. создались благоприятные условия для его поступления из придонного слоя в эвфотический слой. Такими условиями, на наш взгляд, могли быть существенные изменения метеоусловий в черноморском регионе во второй половине XX ст. Было показано, что отдельные годы в этот период характеризовались чрезвычайно низкими температурами в ядре Холодного промежуточного слоя (ХПС) с мая по ноябрь, что свидетельствовало об интенсивном обновлении ХПС в зимние месяцы – вследствие очень низких температур на северо-западном шельфе [58]. Интенсивное обновление ХПС, в свою очередь, свидетельствовало об интенсивном перемешивании придонных и поверхностных вод и, как следствие, насыщении поверхностного слоя биогенными веществами. Одновременно, интенсификация конвективного перемешивания приводила к усилению физического воздействия на бентосные организмы, что, обычно, сопровождается значительной активизацией их деятельности по минерализации органического вещества [59] и увеличению концентрации аммония, как в придонном, так и в поверхностном слое северо-западной части Черного моря в 1983-1988 гг. (рис. 3.7.8б, в).

Следовательно, после середины 80-х гг. значительное усиление поступления биогенных веществ из донных отложений в эвфотический слой на черноморском шельфе определялось: 1) значительными запасами органического вещества в донных отложениях, накопленных в первой фазы эвтрофикации; 2) образованием больших гипоксических районов; 3) интенсификацией зимнего конвективного перемешивания придонных и поверхностных вод вследствие низких зимних температур; 4) усилением физического воздействия на бентосные организмы в результате интенсификации зимнего конвективного перемешивания.

Анализ многолетних изменений гидрохимических характеристик на шельфе позволил также выявить статистически значимые изменения характеристик после 1991/1992 гг. (рис. 3.7.5; табл. 3.7.3), которые свидетельствовали о начавшейся в 90-х гг. деэвтрофикации черноморского шельфа (табл. 3.7.1). О деэвтрофикации шельфа свидетельствует также существенное уменьшение биомассы фитопланктона на придунайском шельфе в конце 90-х – начале 2000-х гг. [26]. Уменьшение концентрации нитратов и фосфатов в поверхностном слое (рис. 3.7.5в, г) совпадало с уменьшением концентрации биогенных веществ в стоке черноморских рек [7, 20, 50, 52].

Кроме этого, в 90-е гг. на смену периода с очень низкими зимними температурами пришло устойчивое потепление в регионе, которое продолжается до настоящего времени [60] и которое, по-видимому, привело к уменьшению поступления биогенных веществ в эвфотический слой из донных отложений. Об этом свидетельствует 3-х кратное снижение концентрации аммония в поверхностном и в придонном слоях по сравнению с 1983-1988 гг. (рис. 3.7.8), что может быть связано с существенным ослаблением конвективного перемешивания придонных и поверхностных вод, обусловленным теплыми зимами.

Таким образом, анализ многолетних (с 1960-х по начало 2000-х гг.) изменений гидрохимических и биологических характеристик на черноморском шельфе показал, что эвтрофикация этого района моря протекала в две фазы, которые отличались основными источниками эвтрофирования. Если основной причиной эвтрофикации в первой фазе (с начала 70-х до середины 80-х гг.) было необычно высокое поступление в море нитратов и фосфатов со стоком рек, то во второй фазе (с середины 80-х до начала 90-х гг.) эвтрофикация на шельфе осуществлялась, главным образом, за счет значительно усилившегося поступления регенерированных аммония и фосфатов из донных отложений. Усиление же поступления биогенных веществ во второй фазе эвтрофикации в зону фотосинтеза, которое произошло в результате действия как антропогенных, так и природных факторов, обеспечило дальнейшее эвтрофирование шельфа при стабилизировавшемся их поступлении со стоком рек. В 90-х гг. началась деэвтрофикация черноморского шельфа, основной причиной которой было уменьшение поступления биогенных веществ с речным стоком.

Глубоководная часть моря. Наиболее вероятным источником эвтрофирования глубоководной части Черного моря во второй половине XX ст. было поступление «новых» биогенных веществ в зону фотосинтеза из слоя основного пикноклина, где образуются их глубинные максимумы [61-63]. Это

следует из того, что атмосферные осадки (второй возможный источник эвтрофирования глубоководной части моря), как отмечалось выше, вносили в 70 – 80-е гг. незначительный вклад в общее поступление биогенных элементов в Черное море [7]. Анализ же многолетних изменений вертикального распределения гидрохимических характеристик в этой части Черного моря показал, что с конца 60-х по 1995 гг. концентрация нитратов в их глубинном максимуме возросла приблизительно в 4-5 раз, аммония в 2 раза, фосфатов приблизительно на 20% [20]. Принимая во внимание, что глубинный максимум нитратов ($\sigma_t \sim 15,4 - 15,7$) располагается над высокими концентрациями аммония [61-63], очевидно, что поступление, именно, «новых» нитратов из верхней половины их глубинного максимума являлось основным источником «новой продукции», а, следовательно, источником эвтрофирования глубоководной части Черного моря.

В исследованиях на Балтийском море было показано, что основной поток взвешенного органического вещества из зоны фотосинтеза в нижележащие слои моря во время эвтрофикации осуществлялся за счет глубинной популяции фитопланктона в период после весеннего «цветения воды» в марте и далее в течение летнего периода вплоть до осенних штормов [64, 65]. В Черном море для теплого времени года также характерно образование глубинного максимума концентрации хл «а» [66]. Поэтому, для исследования его роли в качестве связующего звена между увеличенным поступлением «новых» биогенных веществ и образованием «новой продукции» в слое зоны фотосинтеза в глубоководных районах Черного моря были проанализированы многолетние изменения вертикальных профилей летней концентрации хл «а» и среднегодовой концентрации нитратов [22]. Дополнительно к летним профилям концентрации хл «а» анализировались изменения летней глубины видимости диска Секки ($Z_{ДС}$).

Анализ полученных данных (рис. 3.7.9) показал, что различия для районов с разным характером циркуляции вод наблюдаются только для глубин залегания концентрации нитратов (Z_m^N) и, соответственно, для dN/dZ [22]. В то же время, изменения dN/dZ приведены только для районов с преобладанием циклонического характера циркуляции вод. dN/dZ для двух других районов (с антициклоническим и «нейтральным» характером по отношению к процессам подъема или опускания вод) показали аналогичные многолетние тренды [22].

Как и в случае черноморского шельфа, были выделены две фазы эвтрофикации глубоководной части моря с различным характером многолетних изменений функционально связанных характеристик эвтрофикации, которые в виде схемы показаны на рисунке 3.7.10.

В первой фазе эвтрофикации в глубоководной части Черного моря наблюдалось как увеличение концентрации нитратов в максимуме, так и градиента концентрации нитратов между максимумами хл «а» и нитратов. Однако увеличение концентрации нитратов не привело к увеличению концентрации хл «а» в теплое время года (рис. 3.7.9, табл. 3.7.4). В то же время, гидрохимиками было получено значительное уменьшение среднегодовой концентрации кислорода в слое основного пикноклина ($\sigma_t = 15,6$) в 70-х – первой

половине 80-х гг. [20]. На наш взгляд, это могло произойти в результате увеличенного потока органического вещества из зоны фотосинтеза за счет увеличения первичной продукции фитопланктона во время типичных для Черного моря зимне-весенних «цветений воды» в январе-марте [67-69].

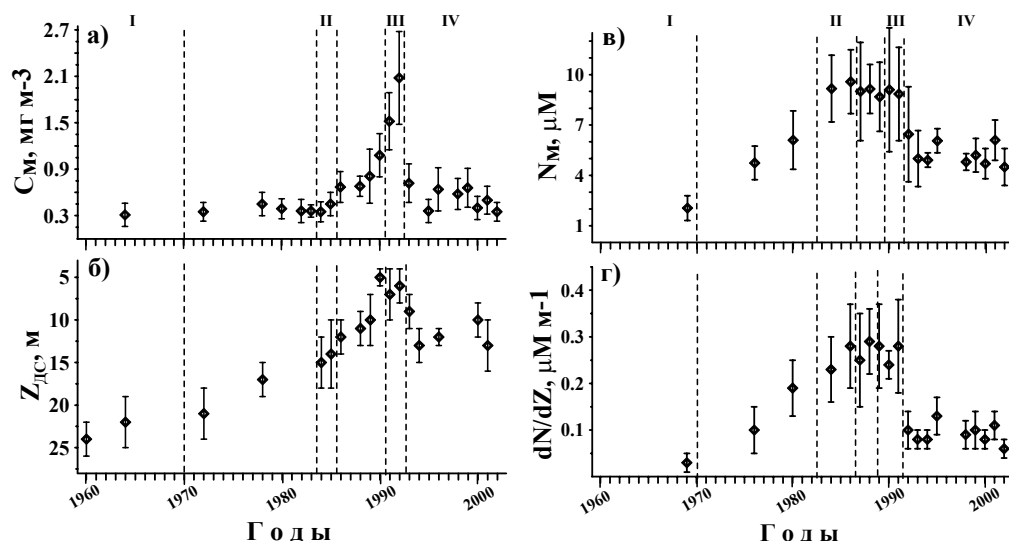


Рисунок 3.7.9. Многолетние изменения летней концентрации хл «а» в глубинном максимуме (а), летней глубины видимости диска Секки (б), среднегодовой концентрации нитратов в глубинном максимуме (в) и градиента концентрации нитратов в слое между максимумами концентрации хл «а» и нитратов (г) в глубоководной части Черного моря. Каждый символ и вертикальные линии – среднегодовые или средние за месячный интервал величины \pm СКО. Вертикальными пунктирными линиями выделены периоды, выбранные для анализа многолетних изменений $Z_{ДС}$ и параметров профилей концентрации хл «а» и нитратов.

Поскольку зимние данные по первичной продукции, концентрации хл «а», биомассе и видовому составу фитопланктона для этого периода отсутствуют, об увеличении зимней продукции в первой половине 80-х гг. свидетельствуют данные об изменении концентрации силикатов в морской воде (уменьшение приблизительно в 3,5 раза в аэробном и одновременно увеличение почти в 2 раза в анаэробном слое) [20]. Подобные изменения в концентрации силикатов в глубоководной части моря, на наш взгляд, могли произойти только в результате увеличения частоты, интенсивности и пространственной протяженности зимне-весенних «цветений воды», вызванных массовым развитием диатомовых водорослей в январе-марте. Во время этих «цветений» силикаты поглощаются диатомовыми водорослями в аэробном слое и, после отмирания и оседания водорослей, переносятся в анаэробный слой. В свою очередь, интенсификация «цветений воды» приводит, как отмечалось в разделе по шельфу, не только к уменьшению концентрации силикатов в аэробном слое, но и к увеличению первичной продукции фитопланктона – в данном случае, в зимне-весенний период.

Дозэвтроф. период ← Эвтрофикация → Деэвтроф. период

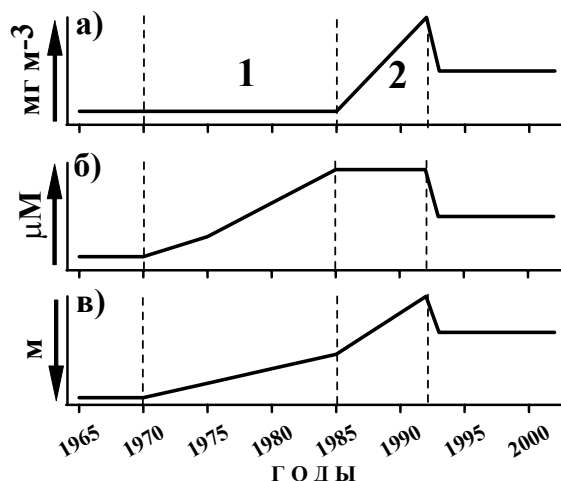


Рисунок 3.7.10. Две фазы (1 и 2) эвтрофикации глубоководной части Черного моря. На схеме показаны изменения: летней концентрации хл «а» в глубинном максимуме (а), среднегодовой концентрации нитратов в глубинном максимуме и градиента концентрации нитратов в слое между максимумом хл «а» и нитратов (б), и летней глубины видимости диска Секки (в). Вертикальные пунктирные линии на схеме ограничивают периоды: доэвтрофикационный, двух фаз эвтрофикации и деэвтрофикационный.

Таблица 3.7.4. Средние величины (\pm СКО) параметров профилей концентрации хл «а» (C_m) и нитратов (N_m и dN/dZ), а также глубины видимости диска Секки ($Z_{ДС}$) в разные периоды на рис. 3.7.9. Количество измерений концентрации хл «а» в отдельные периоды колебалось от 15 до 110, глубины видимости диска Секки – от 10 до 150, нитратов – от 30 до 150.

характеристика	период			
	I	II	III	IV
C_m , $mg\ m^{-3}$	0.33 ± 0.15	0.38 ± 0.14	1.81 ± 0.51	0.51 ± 0.19
$Z_{ДС}$, м	23 ± 3	15 ± 4	7 ± 2	12 ± 2
N_m , μM	2.05 ± 0.74	9.58 ± 1.91	8.95 ± 2.83	5.25 ± 0.84
dN/dZ , $\mu M\ m^{-1}$	0.03 ± 0.02	0.32 ± 0.09	0.26 ± 0.04	0.15 ± 0.05

С зимне-весенними «цветениями воды» и уменьшением концентрации силикатов может быть связано и уменьшение летней глубины видимости диска Секки в первой фазе эвтрофикации (рис. 3.7.10в), которое совпадало с уменьшением среднегодовой величины $Z_{ДС}$ [17]. Известно, что недостаток кремния, обычно, стимулирует изменения в структуре фитопланктонного сообщества, в частности, от доминирования диатомовых к преобладанию динофлагеллят и мелкоразмерных видов, преимущественно кокколитофорид и жгутиковых [70]. Показано, что в Черном море, как и в большинстве морских экосистем, наблюдается связь между поглощением света морской водой и характеристиками фитопланктона (биомассой, численностью, размерным и видовым составом) [17]. Поэтому, уменьшение прозрачности воды в первой фазе эвтрофикации, при отсутствии заметного увеличения концентрации хл «а» в этот период, могло произойти только при увеличении количества мелкоразмерных видов водорослей, чему, как раз, и способствовала интенсификация зимне-

весенних «цветений воды», вызванных массовым развитием диатомовых водорослей.

Как показал анализ факторов, регулирующих эвтрофикацию глубоководной части Черного моря [22], причиной зимнего сценария эвтрофикации этой части моря в первой фазе являются особенности ее термохалинной и гидрохимической структур, а также изменения в этих структурах, которые произошли в 70-х – первой половине 80-х гг. Известно, что глубинный максимум нитратов в глубоководной части Черного моря формируется приблизительно в середине основного пикноклина ($\sigma_t \sim 15,4 - 15,7$) [61-63]. Следовательно, между зоной фотосинтеза, где формируется глубинный летний максимум концентрации хл «а», и максимумом концентрации нитратов находится слой высокостратифицированных вод верхней части основного пикноклина [71].

В 60-е – начале 70-х гг. изопикны $\sigma_t \sim 15,4 - 15,7$ соответствовали глубинам приблизительно от 80 до 180 м, соответственно в районах с циклоническим и антициклоническим характером циркуляции вод [22]. Отсюда следует, что летняя продукция фитопланктона глубоководной части Черного моря в доэвтрофикационный период, наиболее вероятно, осуществлялась в основном за счет регенерированных биогенных элементов и была небольшой, о чем свидетельствуют данные по концентрации хл «а» (рис. 3.7.9а).

В зимние месяцы, когда биогенные вещества могут попадать из глубины в эвфотический слой в результате конвективного перемешивания, «питание» зимне-весенних «цветений воды» нитратами в доэвтрофикационном периоде осуществлялось только на куполах циклонических образований, поскольку они совпадали с нижней границей изотермического слоя [72, 73]. Учитывая низкие концентрации нитратов в их глубинном максимуме и соответственно низкие величины dN/dZ в 60-е гг. (табл. 3.7.4), логично полагать, что поток «новых» нитратов из глубины в зону фотосинтеза на куполах в это время был небольшим и, соответственно, интенсивность и продолжительность зимне-весенних «цветений воды» была незначительной.

Вертикальное распределение нитратов в глубоководной части Черного моря и возможность их поступления в эвфотический слой в зимний период существенно изменились к середине 80-х гг. Значительное поступление биогенных веществ со стоком рек в Черное море и развитие эвтрофикации глубоководной части моря в 70 – 80-х гг. привело к увеличению концентрации нитратов в их глубинном максимуме (рис. 3.7.9в). В это же время, климатические изменения в черноморском бассейне (интенсивность испарения, выпадение осадков, сток рек, водообмен между Черным морем и другими морями) привели к значительному подъему основного пикноклина [74]. Это, в свою очередь, способствовало подъему глубинного максимума нитратов [22] и соответственно увеличению dN/dZ (рис. 3.7.9г).

Однако, описанные выше изменения в термохалинной структуре и вертикальном распределении концентрации нитратов в 70-х – первой половине 80-х гг., не оказали существенного влияния на уровень первичной продукции в летние месяцы, судя по слабым изменениям глубинного максимума концентрации хл «а» в этот период (рис. 3.7.9а). Но, в то же время, они,

наиболее вероятно, стимулировали увеличение первичной продукции в глубоководной части моря во время зимне-весенних «цветений воды», поскольку к середине 80-х гг. максимум нитратов поднялся до глубин, совпадающих с изотермичным слоем уже в большинстве районов глубоководной части моря [20, 72, 73]. В результате, в период 70-х – первой половине 80-х гг. (первой фазе эвтрофикации) в среднем для глубоководной части Черного моря произошло увеличение поступления органического вещества из зоны фотосинтеза в нижележащие слои, и значительное уменьшение среднегодовой концентрации кислорода в слое основного пикноклина в процессе бактериальной деструкции органического вещества [20].

Во второй фазе эвтрофикации (вторая половина 80-х – начало 90-х гг.), при стабилизировавшихся N_m и dN/dZ , произошло значительное увеличение летней концентрации хл «а» (рис. 3.7.9а). В этот период также происходило дальнейшее увеличение продукции фитопланктона во время зимне-весенних «цветений воды», что можно было уже видеть непосредственно по определениям концентрации хл «а» в холодное время года [21]. Это свидетельствовало о том, что условия для поступления нитратов из глубины в зону фотосинтеза в глубоководной части моря после середины 1980-х гг. стали благоприятными не только в зимние, но и в летние месяцы. Основной причиной улучшения условий были как изменения в вертикальном распределении концентрации нитратов и термохалинных характеристик, которые произошли в первой фазе эвтрофикации, так и изменения гидрометеоусловий в Черном море, которые наблюдались после середины 80-х гг. [58].

Экстремально низкие зимние температуры 1985 и 1987 гг. способствовали, также как и на шельфе, интенсификации конвективного перемешивания в глубоководной части моря [58]. Принимая во внимание, очень высокий уровень концентраций N_m и dN/dZ (приблизительно в 5-10 раз выше, по сравнению с доэвтрофикационным периодом, рис. 3.7.9в, г), при котором началась их стабилизация во второй половине 80-х гг., то усиление конвективного перемешивания приводило к значительному увеличению в поступлении уже накопленных нитратов в эвфотический слой в зимние месяцы. Высокие концентрации нитратов, поступающие за счет зимней конвекции, обеспечивали интенсивные зимне-весенние «цветения воды» и являлись потенциальным источником для высокой продукции фитопланктона в летний период. Об этом, свидетельствовало увеличение концентрации хл «а» (3.7.9а), величины суточной первичной продукции летом для периода 1987-1992 гг. [21]), которые были значительно выше величин для 60-х и 70-х гг. [18, 36, 75]), а также увеличение скорости снижения прозрачности морской воды в летние месяцы после 1985 г. по сравнению с предыдущим периодом более чем в 3,5 раза (рис. 3.7.9б).

Таким образом, анализ многолетних изменений гидрохимических, биологических и оптических характеристик показал, что в глубоководной части Черного моря, подобно шельфу, эвтрофикация протекала в две фазы. Первая фаза (70-е – первая половина 80-х гг.) характеризовалась увеличением первичной продукции не в летние месяцы, как это обычно наблюдается в морских экосистемах [2, 3, 65], а за счет увеличения частоты, интенсивности и

пространственной протяженности зимне-весенних «цветений воды», вызванных массовым развитием диатомовых водорослей. Причиной этого являлись глубокое расположение максимума концентрации нитратов и достаточно широкий и высокоградиентный слой верхней половины основного пикноклина, находящийся между глубинным максимумом нитратов и зоной фотосинтеза. Отмеченные особенности в гидрохимической и термохалинной структурах этой части моря являлись серьезным препятствием для поступления «новых» нитратов из глубины в зону фотосинтеза, которое могло реализовываться, в основном, за счет зимнего конвективного перемешивания.

Вторая фаза эвтрофикации (вторая половина 80-х – начало 90-х гг.) характеризовалась увеличением первичной продукции уже как во время зимне-весенних «цветений воды», так и в теплое время года. В этот период поступление нитратов из их глубинного максимума в зону фотосинтеза происходило в течение всего года. Этому благоприятствовали, во-первых, изменения, которые произошли в гидрохимической и термохалинной структурах глубоководной части моря в первой фазе эвтрофикации, а также изменения метеоусловий и интенсивности циркуляции вод во второй фазе.

Анализ многолетних изменений характеристик эвтрофикации глубоководной части Черного моря также показал, что в 90-х гг. и в этой части моря, подобно шельфу, происходила деэвтрофикация. Об этом свидетельствовали статистически значимые изменения всех приведенных в табл. 3.7.4 характеристик в IV по сравнению с III периодом: уменьшение концентрации хл «а» в летнем глубинном максимуме, среднегодовой концентрации нитратов в глубинном максимуме и градиента концентрации нитратов в слое между глубинным максимумом и зоной фотосинтеза, а также увеличение глубины видимости диска Секки. Причиной деэвтрофикации глубоководной части Черного моря были те же изменения в 90-х гг., которые вызвали и деэвтрофикацию шельфа, а именно, уменьшение в поступлении биогенных веществ в море со стоком рек и устойчивое потепление, пришедшее на смену периоду с очень низкими зимними температурами. Последний фактор, наиболее вероятно, снижал интенсивность поступления биогенных веществ из глубины в эвфотический слой в холодное время года.

Влияние эвтрофикации на эффективность распределения органического вещества в трофической сети в пелагиали Черного моря.

Известно, что основное действие на пелагические экосистемы необычно высокого поступления азота и фосфора и развивающейся вследствие этого эвтрофикации заключается в двух основных эффектах [2, 70]. С одной стороны, увеличение биомассы фитопланктона (начального звена в трофической сети в пелагиали), как правило, приводит к увеличению биомассы его потребителей, и, в конечном итоге, к увеличению запасов мелких пелагических рыб (МПР) в море. С другой стороны, уменьшение концентрации кремния и элементных отношений Si:N и Si:P (часто до критических величин, не являющихся оптимальными для роста диатомовых водорослей [76]), вызывает качественные изменения в структуре фитопланктонного сообщества – к преобладанию вместо диатомовых водорослей динофлагеллят и мелкоразмерных видов, преимущественно кокколитофорид и жгутиковых, не содержащих кремний в

клеточных оболочках. При этом, увеличивается роль в пищевой сети пелагиали конечного трофического звена, представленного не рыбами, а потребителями мелкого зоо- и бактериопланктона – желетелыми организмами (медузами и гребневыми). Последние, в отличие от рыб, имеют значительно более высокие скорости обмена на единицу сухой массы, накапливая при этом в теле на два порядка меньше органического вещества [77, 78].

На рисунке 3.7.11 приведена схема трофической сети в пелагиали Черного моря, состоящая из двух основных цепей, в которых первичным звеном является фитопланктон, а конечным – МПР, в одной, а медузы и гребневики, в другой. Жирным шрифтом на схеме показана трофическая цепь, в которой фитопланктон представлен в основном диатомовыми и крупными флагаеллятами, с доминированием первых. В этом случае, большая часть фитопланктона является удобной пищей для растительноядных копепоид, которые находятся в пищевой сети на втором трофическом уровне, а питающиеся ими МПР на третьем. Такая трофическая цепь является наиболее короткой и эффективность утилизации органического вещества в трофической сети в пелагиали в этом случае является максимальной [70].

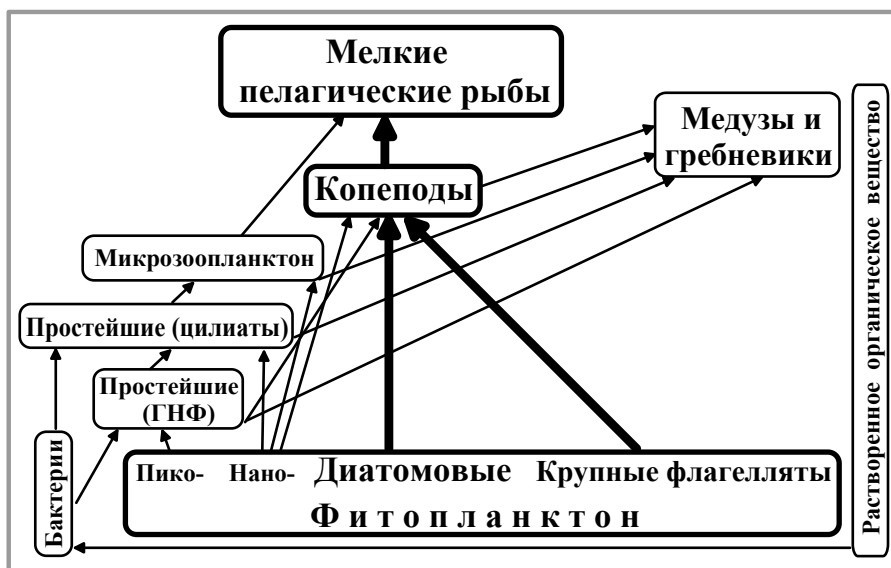


Рисунок 3.7.11. Схема трофической сети черноморской пелагиали. На схеме: ГНФ-гетеротрофные нанофлагаелляты.

Тонкими стрелками на схеме показана трофическая цепь, в которой фитопланктон представлен в значительной степени пико- и нанофитопланктоном. Основными компонентами этой трофической цепи являются простейшие (гетеротрофные нанофлагаелляты и цилиаты), микрозоопланктон, бактерии и желетелые (медузы и гребневики) [70, 79, 80]. При этом, МПР перемещаются на 5 или 6 уровни в своей трофической цепи. Естественно, что эффективность утилизации органического вещества в

трофической сети в пелагиали при такой ее структуре значительно ниже, чем в той, где рыбы занимают третий трофический уровень.

Чтобы количественно оценить влияние эвтрофикации на изменение структуры трофической сети пелагиали Черного моря были проанализированы многолетние изменения годовых запасов (биомассы) МПР (хамсы *Engraulis encrasicolus ponticus* и шпрота *Spratus sprattus phalericus*), среднегодовой, интегральной для слоя 0-25 м биомассы фитопланктона (БФ) на придунайском шельфе и их отношения [26]. Условно это отношение было названо Q-фактором (Q- от английского Quality). Чем выше величина Q-фактора, тем лучше «утилизация» фитопланктона МПР и, следовательно, выше эффективность утилизации органического вещества в трофической сети в черноморской пелагиали. Следует отметить, что при подобном расчете Q-фактор дает лишь «индикаторную оценку» изменений в структуре пищевой сети пелагиали и состоянии черноморской экосистемы, в целом.

Дозэвтрофикационный период (0) характеризовался низкими БФ [4, 82] и пропорционально низкими запасами МПР (табл. 3.7.5). Тем не менее, величина Q-фактора для этого периода была максимальной (1,45) за весь период исследования, что указывало на высокую эффективность утилизации фитопланктона. Наиболее вероятно, такое состояние черноморской экосистемы в доэвтрофикационном периоде было связано с преобладанием диатомовых водорослей в фитопланктоне [4, 5, 6, 81] и копепоид в кормовом мезозoopланктоне [83]. Они определяли энергетически эффективную короткую пищевую цепь, в которых фитопланктон (первый уровень в трофической цепи) представлен, главным образом, диатомовыми водорослями, zoопланктон (второй уровень) – копеподами, а zoопланктоноядные мелкие пелагические рыбы занимают третий уровень [70].

Таблица 3.7.5. Характеристики экосистемы пелагиали Черного моря (средние за выделенные периоды).

характеристика	период							
	0	I	II	III	IV	V	VI	VII
	1967 1972	1973 1979	1980 1983	1984 1988	1989 1992	1993 1998	1999 2004	2005 2008
запасы МПР, тыс. т	570	1258	1877	1624	640	1300	1570	1550
БФ, тыс. т	397	1004	2740	3602	3240	2565	1574	1710
Q-фактор	1,45	1,25	0,70	0,45	0,20	0,51	1,00	0,90

Антропогенная эвтрофикация черноморского бассейна, начавшаяся в 70-х гг., постепенно привела к нарушению баланса между первичным и конечным звеньями основных пищевых цепей и уменьшению Q-фактора. Так, в 1984 – 1988 гг. почти 9-кратному увеличению БФ соответствовало только трехкратное увеличение запасов МПР. В результате, Q-фактор уменьшился в это время в 3,2 раза по сравнению с доэвтрофикационным периодом (табл. 3.7.5). Наиболее вероятно, уменьшение Q-фактора в 80-е гг. было связано с изменениями в структуре черноморского фитопланктона в сторону значительного увеличения

доли мелкоразмерных видов в суммарном фитопланктоне [4, 5, 6, 81]. Примером этого может служить увеличение с 0.1 до 41.7% (более чем в 400 раз!) на придунайском шельфе в 80-е по сравнению с 60-ми гг. вклада в численность суммарного фитопланктона таких мелкоразмерных видов как *Cryptophyceae*, *Chrysophyceae*, *Cyanophyceae* и других микрофлагеллят [4].

Обычно такие изменения в качественном составе фитопланктона одновременно с увеличением его биомассы приводят к существенному усилению в трофической сети пелагиали роли таких его потребителей как простейшие, реснитчатые, гетеротрофные нанофлагелляты, микрозоопланктон и бактерии [70]. В этом случае происходит усиление роли пищевой цепи, в которой значительно эффективнее утилизируется этот мелкий планктон и конечным звеном которой являются желетелые организмы (медузы и гребневики), энергетическая ценность которых на несколько порядков ниже, чем рыб [77].

Действительно, 80-е гг. характеризовались существенными изменениями в Черном море по сравнению с доэвтрофикационным периодом количественного и качественного состава не только фитопланктона, но и бактерио- и зоопланктона. Сравнение величин бактериальной биомассы, полученных в 50-60-е и 70-80-е гг., показало их возрастание в 1,5-3 раза, причем не только в северо-западной части, но и в глубоководных районах Черного моря [34]. Характеризуя изменения кормового мезозопланктона Черного моря, следует отметить, что в 80-х гг. произошло уменьшение биомассы *Copepoda*, *Cladocera*, *Chaetognatha*, *Appendicularia* и других видов приблизительно на 1-2 порядка [84, 85]. При этом некоторые виды, такие как *Oithona nana* и представители рода *Pontellidae* исчезли полностью в большинстве районов Черного моря. В то же время, биомасса *Acartia clausi* Giesbrecht в районах подверженных стоку р. Дунай значительно увеличилась и в последующие, 90-е гг. составляла до 85% общей биомассы кормового зоопланктона на шельфе Черного моря.

Несмотря на то, что к концу 80-х гг. биомасса мезозоопланктона в Черном море увеличилась, это происходило, в основном, за счет желетелой, гетеротрофной динофлагелляты *Noctiluca scintillans*, являющейся трофическим тупиком [86]. В это же время повсеместно в Черном море также значительно увеличилась численность и биомасса крупных желетелых организмов (макрозоопланктона), таких как медуза *Aurelia aurita* и гребневика *Pleurobrachia rhodopis*. [85, 87]. Например, в 1979-м г. на северо-западном шельфе биомасса *Aurelia aurita* увеличилась по сравнению с 60-ми гг., когда она составляла менее 30 г м⁻², приблизительно в 6 раз, а в 1981 – в 14 раз [80]. Следует отметить, что подобные всплески численности *Aurelia aurita* в конце 70-х – начале 80-х гг. при снижении биомассы кормового мезозопланктона, в целом, являются косвенным, но весьма убедительным, на наш взгляд, свидетельством массового развития микрозоопланктона (наиболее предпочтительной пищи для медуз [79]) в эти годы по сравнению с 60-ми гг.

Основываясь на вышеприведенных данных, с большой степенью вероятности, можно полагать, что эффективность утилизации фитопланктона в экосистеме пелагиали Черного моря уже в 80-х гг. резко снизилась. Этот вывод подтверждает также динамика величины экотрофной эффективности (ЭЭ)

фитопланктона на болгарском шельфе, рассчитанная по ЕСОРАТН модели [77]. Согласно этим данным, ЭЭ фитопланктона на черноморском шельфе уменьшилась в 2,8 раза в 80-х по сравнению с 60-ми гг., что было близко к уменьшению использованного нами Q-фактора в 1984 – 1988 гг. по сравнению с 1967 – 1972 гг. (в 3,2 раза, табл. 3.7.5).

Минимальная величина Q-фактора за все время исследования (0,20) была получена для короткого периода конца 80-х – начала 90-х гг. (периода экологического кризиса черноморской экосистемы), когда, при практически максимальной биомассе фитопланктона, запасы МПР упали до экстремально низких величин (табл. 3.7.5). Минимальная величина Q-фактора в период кризиса определенно указывала, что доля микро- и бактериопланктона, гетеротрофных нано- и динофлагеллят, а также желетелых организмов в пищевой сети черноморской пелагиали, спровоцированная многолетней эвтрофикацией, достигла своего апогея. При этом, экосистема, очевидно, стала, несмотря на высокий уровень первичной продукции, крайне «низкоэнергетической структурой», а, следовательно, очень неустойчивой и чувствительной к внешним воздействиям [80]. Невиданная вспышка численности гребневика-вселенца мнемипсиса (конец 80-х гг.) и «цветения воды», вызванные вспышками развития кокколитофорид (начало 90-х гг.) повсеместно в Черном море [21, 30, 51, 88] являются ярким примером вышесказанному.

Холодные зимы начала 90-х гг. и подрыв мнемипсисом собственной кормовой базы быстро снизили его численность в следующем (V) периоде до умеренного уровня [51]. Это нашло отражение как в запасах МПР, так и в величине Q-фактора (табл. 3.7.5): значения обеих характеристик увеличились. Их увеличение, вместе с началом в этот период снижения биомассы фитопланктона (а, следовательно, с началом деэвтрофикации черноморского бассейна) свидетельствовали, что экосистема пелагиали Черного моря вышла из кризиса.

В следующем периоде (VI) все характеристики (табл. 3.7.5) достигли уровней, которые соответствовали их значениям в конце первой фазы эвтрофикации. Наиболее вероятно, это указывает на то, что в функционировании пелагической экосистемы Черного моря в конце 90-х – начале 2000-х гг. продолжали играть существенную роль организмы с низкой эффективностью трансформации вещества и энергии по пищевым цепям, т.е. экосистема продолжала оставаться «низкоэнергетической структурой» [77, 80]. Действительно, в начале 2000-х гг. частые «цветения воды», вызванные вспышками развития флагеллят на черноморском шельфе, продолжали иметь достаточно высокую интенсивность, а биомасса мнемипсиса в отдельные годы достигала высокого уровня (сопоставимого с уровнем IV периода), несмотря на то, что в это время она контролировалась уже новым вселенцем-гребневиком *Beroe ovata* [51, 80, 88].

В последнем исследованном периоде (2005-2008 гг.) наблюдалось незначительное увеличение суммарной биомассы фитопланктона, сохранение величины запасов МПР и незначительное уменьшение Q-фактора. То есть,

состояние экосистемы пелагиали Черного моря приблизительно с конца 90-х гг. по настоящее время можно характеризовать как квазистационарное.

Увеличение Q-фактора после экологического кризиса указывало на позитивные изменения в черноморской экосистеме. Однако, его величина оставалась низкой, характеризуя невысокую эффективность утилизации фитопланктона в трофической сети в пелагиали. Хотя существует мнение, что, благодаря снижению поступления биогенных веществ в море, черноморская экосистема способна восстановиться до уровня предшествующего эвтрофикации [51], возврат к структуре пищевой сети доэвтрофикационного периода, по нашему мнению, в принципе, невозможен.

Список литературы

1. *Nixon S.W.* Coastal marine eutrophication: a definition, social causes, and future concerns // *Ophelia*.– 1995.– 41.– P.199-219.
2. *Richardson K., Jorgensen B.B.* Eutrophication: definition, history and effects / Eutrophication in Coastal Marine Ecosystems. – Washington, DC.: American Geophysical Union, 1996.– P.1-19.
3. *Cloern J.E.* Our evolving conceptual model of the coastal eutrophication problem // *Mar. Ecol. Prog. Ser.*– 2001.– 210.– P.223-253.
4. *Bodeanu N.* Microalgal blooms in the Romanian area of the Black Sea and contemporary eutrophication conditions / Toxic phytoplankton blooms in the sea: Proceedings of the 5th International Conference on Toxic Marine Phytoplankton. – Amsterdam, 1993.– P.203-209.
5. *Bodeanu N.* Algal blooms and development of main phytoplankton species at the Romanian Black Sea littoral under eutrophication conditions // *Cercetari marine – Recherches marines*.– 1989.– 22.– P.107-125.
6. *Moncheva S., Petrova-Karadjova V., Palasov A.* Harmful algal blooms along Bulgarian Black Sea coast and possible patterns of fish and zoobenthic mortalities / Harmful Marine Algal Blooms: Proceedings of the Sixth International Conference on Toxic Marine Phytoplankton.– Paris, 1995.– P.193-198.
7. *Северо-западная часть Черного моря: биология и экология* / Под ред. Зайцева Ю.П., Александрова Б.Г., Миничевой Г.Г.– Киев: Наукова думка, 2006.– 701 с.
8. *Unluata U., Aubrey D.G., Belberov Z., et al.* International Program Investigates the Black Sea / *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 1993.– 74.– P.401/407/412.
9. *Leppakoski E., Mihnea P.E.* Enclosed seas under man-induced change: a comparison between the Baltic and Black Seas // *Ambio*.– 1996.– 25.– P.380-389.
10. *Mee L.* The Black Sea in crisis: call for concerned international action // *Ambio*.– 1992.– 21.– P.278-286.
11. *Zaitsev Y.P., Aleksandrov B.G.* Recent man-made changes in the Black Sea ecosystem / Sensitivity to Change: Black Sea, Baltic Sea and North Sea. – Dordrecht: Kluwer Acad. Publ., 1997.– P.25-32.
12. *Zaitsev Y.P.* Cultural eutrophication of the Black Sea and other South European Seas // *La mer*.– 1991.– 29.– P.1-7.

13. Zaitsev Y.P. Eutrophication in the Black Sea waters / International Workshop on the Black Sea: Focus on the western Black Sea Shelf.– New York, 1992.– P.251-279.
14. Gomoiu M.T. Marine eutrophication syndrome in the northwestern part of the Black Sea / Marine Coastal Eutrophication.– Amsterdam, 1992.– P.683-692.
15. Mihnea P.E. Effect of pollution on phytoplankton species // Rapport Commission Internationale pour l' Exploration Scientifique de la Mer Mediterranee.– 1985.– 29.– P.85-88.
16. Petranu A., Apas M., Bodeanu N., et al. Status and evolution of the Romanian Black Sea coastal ecosystem / Environmental degradation of the Black Sea: challenges and remedies.– Dordrecht: Kluwer Acad. Publ., 1999.– P.175-195.
17. Vladimirov V.L., Mankovsky V.I., Solovev M.V., et al. Seasonal and long-term variability of the Black Sea optical parameters / Sensitivity to change: Black Sea, Baltic Sea and North Sea.– Dordrecht: Kluwer Acad. Publ., 1997.– P.33-48.
18. Ведерников В.И., Демидов А.Б. Первичная продукция и хлорофилл в глубоководных районах Черного моря // Океанология.– 1993.– 33.– С.229-235.
19. Mikaelyan A.S. Long-time variability in phytoplankton communities in the open waters of the Black Sea related to environmental changes / Sensitivity to Change: Black Sea, Baltic Sea and North Sea.– Dordrecht: Kluwer Acad. Publ., 1997.– P.105-116.
20. Konovalov S.K., Murray J.W. Variations in the chemistry of the Black Sea on a time scale of decades (1960-1995) // J. Mar. Syst.– 2001.–31.– P.217-243.
21. Yunev O.A., Vedernikov V.I., Basturk O. et al. Long-term variations of surface chlorophyll *a* and primary production in the open Black Sea // Mar. Ecol. Prog. Ser.– 2002.– 230.– P.11-28.
22. Yunev O.A., Moncheva S., Carstensen J. Long-term variability of vertical chlorophyll *a* and nitrate profiles in the open Black Sea: eutrophication and climate change // Mar. Ecol. Prog. Ser.– 2005.– 294.– P.95-107.
23. Yunev O.A., Carstensen J., Moncheva S. et al. Nutrient and phytoplankton trends on the western Black Sea shelf in response to cultural eutrophication and climate changes // Estuar. Coas. Shelf Sci.– 2007.–74.– P.63-76.
24. Юнев О.А. Оценка многолетних изменений годовой первичной продукции фитопланктона глубоководной части Черного моря / Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа: сборник научных трудов. НАН Украины, Морской гидрофизический институт.– Севастополь, 2009.– 19.– С.252-264.
25. Юнев О.А. Эвтрофикация глубоководной части Черного моря: многолетние изменения годовой первичной продукции фитопланктона // Системы контроля окружающей среды. Средства, информационные технологии и мониторинг: сборник научных трудов / НАН Украины, Морской Гидрофизический институт.– Севастополь, 2009.– С.383-389.
26. Юнев О.А., Шульман Г.Е., Юнева Т.В., Мончева С. Соотношение запасов мелких пелагических рыб и биомассы фитопланктона как индикатор состояния экосистемы пелагиали Черного моря // Доклады Академии Наук.– 2009.– 428.– С.426-429.

27. Юнев О.А. Эвтрофикация и годовая первичная продукция фитопланктона глубоководной части Черного моря // Океанология. – 2011. – 51, №4 С. 658-668.
28. Юнев О.А. Оценка многолетних изменений годовой первичной продукции фитопланктона различных районов черноморского шельфа / Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа: сборник научных трудов. НАН Украины, Морской гидрофизический институт.– Севастополь, 2011.– 25, том 1.– С. 311-326.
29. Stelmakh L.V. Yunev O.A., Finenko Z.Z. et al. Peculiarities of seasonal variability of primary production in the Black Sea / Ecosystem modeling as a Management Tool for the Black Sea, Vol. 1.– Dordrecht: Kluwer Acad. Publ.– 1998.– P. 93-104.
30. Yimaz A., Yunev O.A., Vedernikov V.I. et al. Unusual temporal variations in the spatial distribution of chlorophyll-a in the Black Sea during 1990-1996 / Ecosystem modeling as a Management Tool for the Black Sea, Vol. 1.– Dordrecht: Kluwer Acad. Publ.– 1998.– P. 105-120.
31. Маньковский В.И., Владимиров В.Л., Афонин Е.И. и др. Многолетняя изменчивость прозрачности воды в Черном море и факторы, обусловившие ее сильное снижение в конце 80-х начале 90-х годов/ Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 1996.– 32 с. – (Препринт/ НАНУ).
32. Kopelevich O.V., Sheberstov S.V., Yunev O.A. et al. Surface chlorophyll in the Black Sea over 1978-1986 derived from satellite and in situ data // J. Mar. Syst.– 2002.– 36.– P. 145-160.
33. Экосистема Черного моря / Под ред. Виноградов М.Е., Сапожников В.В., Шушкина Э.А.– М.: Наука, 1992. – 112 с.
34. Сорокин Ю.И. Черное море.– М.: Наука, 1982.– 217 с.
35. Sorokin Y.I. The Black Sea. Ecology and oceanography.– Leiden, The Netherlands: Backhuys Publishers, 2002.– 875 p.
36. Сорокин Ю.И. Продукция фотосинтеза фитопланктона в Черном море // ДАН СССР.– 1962.– 144.– С.914-917.
37. Friedrich J., Dinkel C., Friedl G. et al. Benthic nutrient cycling and diagenetic pathways in the north-western Black Sea // Estuar. Coas. Shelf Sci.– 2002.– 54.– P.369-383.
38. Заика В.Е. О трофическом статусе пелагических экосистем в разных регионах Черного моря // Морск. экол. журн.– 2003.– 2.– С.5-11.
39. Финенко З.З. Продукция фитопланктона / Основы биологической продуктивности Черного моря. – Киев: Наук. Думка. – 1979. – С. 88-99.
40. Ведерников В.И., Демидов А.Б. Первичная продукция и хлорофилл в глубоководных районах Черного моря // Океанология. – 1993. – 33, № 2. – С. 229-235.
41. Демидов А.Б. Сезонная изменчивость и оценка годовых величин первичной продукции фитопланктона Черного моря // Океанология. – 2008. – 48, №5. – С. 718-733.
42. Elmgren R. Man's impact on the ecosystem of the Baltic Sea: energy flows today and at the turn of the century // Ambio.– 1989.– 18.– P.326-332.

43. *Rozhdestvenskiy A.* On long-year dynamics of the most important hydrochemical indices in the Bulgarian part of the Black Sea // *Oceanology*, BAS, Sofia. – 1990. – 1. – P.9-18.
44. *Wasmund N., Andrushatis, A., Lysiak-Pastuszek, E., et al.* Trophic status of the south-eastern Baltic Sea: a comparison of coastal and open areas // *Estuar. Coas. Shelf Sci.*– 2001.– 53.– P.849-864.
45. *GEBCO*, 2003. The GEBCO Digital Atlas UNESCO — BODC (British Oceanographic Data Centre): International Hydrographic Organisation (IHO) and Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC). <http://www.bodc.ac.uk/cgi-bin/framer%3Fhttp%/>
46. *Nixon S.W.* Eutrophication and the macroscope // *Hidrobiologia*.– 2009.– 659. – P. 5-19.
47. *Ney J.I.* Oligotrophication and its discontents : effects and reduced nutrient loading on reservoir fisheries // *American Fisheries Society Symposium*.– 1996. – 16. – P. 285-295.
48. *Yamamoto T.* The Seto Inland Sea – Eutrophic or oligotrophic ? // *Marine Pollution Bulletin*.– 2003.– 47.– P. 37-42.
49. *Carstensen J., Conley D., Andersen J., Artemjerg G.* Coastal eutrophication and trend reversal: a Danish case study // *Limnol. Oceanogr.*– 2006.– 51.– P.398-408.
50. *Cociasu A., Diaconu V., Popa L. et al.* The nutrient stock of the Romanian shelf of the Black Sea during the last three decades / *Sensitivity to Change: Black Sea, Baltic Sea and North Sea*.– Dordrecht: Kluwer Acad. Publ., 1997.– P.49-63.
51. *Kideys A.E.* Fall and rise of the Black Sea ecosystem // *Science*.– 2002.– 297.– P.1482-1484.
52. *Oguz T., Gilbert D.* Abrupt transitions of the top-down controlled Black Sea pelagic ecosystem during 1960-2000: evidence for regime-shifts under strong fishery exploitation and nutrient enrichment modulated by climate-induced variations // *Deep-Sea Res.*– 2007.– I, 54.– P.220-242.
53. *Зайцев Ю.П., Гаркавая Г.П., Нестерова Д.А., Полищук Л.Н.* Дунай – основной источник эвтрофирования Черного моря // *Гидробиол. журн.*– 1989.– 25.– С.21-23.
54. *Stanev E.V., Beckers J.M., Lancelot C. et al.* Coastal-open ocean exchange in the Black Sea: observations and modeling // *Estuar. Coas. Shelf Sci.*– 2002.– 54.– P.601-620.
55. *Nixon S.W., Ammerman J.W., Atkinson L.P. et al.* The fate of nitrogen and phosphorus at the land-sea margin of the North Atlantic Ocean // *Biogeochemistry*.– 1996.– 35.– P.141-180.
56. *Гаркавая Г.П., Богатова Ю.И., Берлинский Н.А.* Формирование гидрохимических условий на устьевом взморье Дуная / *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*.– Севастополь, 2000.– С.133 -141.
57. *Гаркавая Г.П., Богатова Ю.И.* Современные источники эвтрофирования северо-западной части Черного моря // *Наук. зап. Терноп. держ. пед. універ. Сер. Біол. – Спец. вип.: Гідроекологія*.– 2001.– 3 (14).– С.188-189.

58. *Belokopytov V.* Long-term variability of Cold Intermediate Layer renewal conditions in the Black Sea / Ecosystem modeling as a management tool for the Black Sea, Vol 2.– Dordrecht: Kluwer Acad. Publ., 1998.– P.47-52.
59. *Nixon S.W.* Physical energy inputs and the comparative ecology of lake and marine ecosystems // *Limnol. Oceanogr.*– 1988.– 33.– P.1005-1025.
60. *Shapiro G.I., Aleynik D.L., Mee L.D.* Long term trends in the surface temperature of the Black Sea // *Ocean Sci.*– 2010.– 6.– P.491-501.
61. *Tugrul S., Basturk O., Saydam C., Yilmaz A.* Changes in the hydrochemistry of the Black Sea inferred from water density profiles // *Nature (Lond).*– 1992.– 359.– P.137-139.
62. *Konovalov S.K., Tugrul S., Basturk O., Salihoglu I.* Spatial isopycnal analysis of the main pycnocline chemistry of the Black Sea: seasonal and interannual variations / Sensitivity to Change: Black Sea, Baltic Sea and North Sea.– Dordrecht: Kluwer Acad. Publ., 1997.– P.197-210.
63. *Codispoti L.A., Friederich G.E., Murray J.W., Sakamoto C.M.* Chemical variability in the Black Sea: implications of continuous vertical profiles that penetrated the oxic/anoxic interface // *Deep-Sea Res.*– 1991.– 38.– P.691-710.
64. *Richardson K., Christoffersen A.* Seasonal distribution and production of phytoplankton in the southern Kattegat // *Mar. Ecol. Prog. Ser.* – 1991.– 78.– P.217-227.
65. *Richardson K., Heilmann J.P.* Primary production in the Kattegat: past and present // *Ophelia.*– 1995.– 41.– P.317-328.
66. *Ведерников В.И., Демидов А.Б.* Вертикальное распределение первичной продукции и хлорофилла в различные сезоны в глубоководных районах Черного моря // *Океанология.*– 1997.– 37.– С.414-423.
67. *Микаэлян А.С., Нестерова Д.А., Георгиева Л.В.* Зимнее «цветение» *Nitzschia delicatula* в открытых водах Черного моря / Зимнее состояние экосистемы открытой части Черного моря.– М.: Из-во ИО РАН, 1992.– С.58-72.
68. *Mikaelyan A.S.* Winter bloom of the diatom *Nitzschia delicatula* in the open waters of the Black Sea // *Mar. Ecol. Prog. Ser.*– 1995.– 129.– P. 241-251.
69. *Георгиева Л.В.* Видовой состав и динамика фитоценоза / Планктон Черного моря / АН Украины, Институт биологии южных морей им. А.О. Ковалевского.– Киев: Наук. Думка, 1993.– С.33-55.
70. *Sommer U., Stibor H., Katechakis A., et al.* Pelagic food web configurations at different levels of nutrient richness and their implications for the ratio fish production: primary production // *Hydrobiologia.*– 2002.– 484.– P.11-20.
71. *Изменчивость гидрофизических полей Черного моря* / Под ред. Блатов А.С., Булгаков Н.П., Иванов В.А. и др. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 240 с.
72. *Филиппов Д.М.* Циркуляция и структура вод Черного моря. – М.: Наука, 1968.– 136 с.
73. *Мамаев О.И., Архипкин В.С., Тужилкин В.С.* Т-S анализ вод Черного моря // *Океанология.*– 1994.– 34.– С.178-192.
74. *Konovalov S.K., Ereemeev V.N., Suvorov A.M. et al.* Climatic and anthropogenic variations in the sulfide distribution in the Black Sea // *Aquatic Geochemistry.*– 1999.– 5.– P.13-27.

75. *Финенко З. З.* Первичная продукция в Черном, Азовском морях и тропической части Атлантического океана / Диссертация канд. биол. наук, Белорусский гос. университет, Минск.– 1966.– 180 с.
76. *Kristiansen S., Hoell E.E.* The importance of silicon for marine production // *Hydrobiologia.*– 2002.– 484.– P.21-23.
77. *Daskalov G.M.* Overfishing drives a trophic cascade in the Black Sea // *Mar. Ecol. Prog. Ser.*– 2002.– 225.– P.53-63.
78. *Шульман Г.Е.* Физиолого-биохимические особенности годовых циклов рыб.– М.: Из-во «Пищевая промышленность», 1972.– 368 с.
79. *Parsons T.R., Lalli C.M.* Jellyfish population explosions: revising a hypothesis of possible causes // *La mer.*– 2002.– 40.– P.11-121.
80. *Velikova V., Mihneva V.* High and low energy ecosystem structure in terms of regime shifts: examples from the western Black Sea / Large-scale disturbances (regime shifts) and recovery in aquatic ecosystems: challenges for management towards sustainability: UNESCO-ROSTE/BAS Workshop on Regime Shifts, 14-16 June 2005, Varna.– P.42-57.
81. *Moncheva S., Krastev A.* Some aspects of phytoplankton long-term alterations off Bulgarian Black Sea shelf / Sensitivity to change: Black Sea, Baltic Sea and North Sea.– Dordrecht: Kluwer Acad. Publ., 1997.– P.79-93.
82. *Иванов А.И.* Фитопланктон / Биология северо-западной части Черного моря.– Киев: Наук. Думка, 1967.– С.59-85.
83. *Петина Т.С.* Трофодинамика копепод в морских планктонных сообществах. – Киев: Наук. Думка, 1981. – 242 с.
84. *Ковалев А.В.* Мезозoopланктон / Планктон Черного моря. – Киев: Наук. Думка, 1993.– С.144-165.
85. *Kovalev A.V., Gubanov A.D., Kideys A.E.et al.* Long-term changes in the biomass and composition of the fodder zooplankton in coastal regions of the Black Sea during the period 1957-1996 / Ecosystem modeling as a management tool for the Black Sea.– Dordrecht: Kluwer Acad. Publ., 1998.– 1.– P.209-219.
86. *Kovalev A.V., Piontkovski S.A.* Interannual changes in the biomass of the Black Sea gelatinous zooplankton // *J. Plank. Res.*– 1998.– 20.– P.1377-1385.
87. *Зайцев Ю.П., Полищук Л.Н.* Вспышка численности медузы *Aurelia aurita* (L) в Черном море // *Экология моря.*– 1984.– 17.– С.35-46.
88. *Shiganova T., Bulgakova J., Volovic S. et al.* A new invader, *Beroe ovata* Mayer 1912 and its effect on the ecosystems of the Black and Azov Seas // *J. Hydrobiologia.*– 2001.– 451.– P.187-197.

3.8. ВЛИЯНИЕ РЫБНОГО ПРОМЫСЛА НА УСТОЙЧИВОСТЬ ЭКОСИСТЕМЫ ЧЁРНОГО МОРЯ

Морские биоценозы отличаются высокой устойчивостью к естественным изменениям характеристик среды обитания. Устойчивость биоценоза, это его способность сохранять свою структуру при воздействии на экосистему нестационарных экзогенных факторов. Устойчивость биоценоза – основной признак устойчивости экосистемы. Экосистема устойчива к природным воздействиям, если максимальные колебания возмущающих факторов не разрушают биоценоз или, по крайней мере, не выводят значения его компонентов за исторически известные пределы.

Устойчивость экосистемы Чёрного моря к природным воздействиям формировалась в течение тысячелетий. Темпы изменения океанологических условий позволяли биологическому сообществу, так или иначе, приспосабливаться к изменяющимся условиям существования. Влияние человека на биотические и абиотические компоненты экосистемы начало быстро усиливаться с середины прошлого века. Невиданное уменьшение биомассы черноморского анчоуса (хамсы) после 1988 года стало вторым наглядным признаком катастрофических изменений состояния черноморской экосистемы. Но необратимое влияние рыбного промысла на экосистему Чёрного моря началось значительно раньше.

Особенности изменения биотических и абиотических характеристик под влиянием рыбного промысла.

Основные пелагические промысловые рыбы Чёрного моря традиционно подразделялись на крупных хищников (пелагида черноморской популяции, скумбрия, крупная ставрида и др.) и мелких планктонофагов (хамса, шпрот, мелкая ставрида). Максимальные промысловые запасы крупных хищников и соответствующий их вылов, пришлось на середину прошлого столетия. Среднегодовой суммарный вылов пелагиды и скумбрии всеми черноморскими странами в период с 1953 по 1962 год был равен 55,6 тыс. т, хамсы – 31,5 тыс. т. В эти годы максимальный годовой вылов пелагиды в водах Турции достигал 55,5 тыс. т, в водах СССР – 8,5 тыс. т. За год выловленные хищники съедали около 300 тыс. т хамсы, то есть в то время пресс пелагиды и скумбрии на хамсу примерно в десять раз превосходил её промысловое изъятие. Переловы ценных рыб продолжались десятилетия, в результате к 1967 году скумбрия и крупная ставрида утратили промысловое значение, а 3 тыс. т пелагиды было, напоследок, выловлено в 1972 году в Турции [1]. Этот коллапс промысловых запасов ценных рыб был первым тревожным сигналом и предупреждением человеку – хищнику самого высокого трофического уровня.

Под влиянием интенсивного промысла черноморских дельфинов, их численность за 15 лет, к 1966 году, уменьшилась с 2–2,5 млн. до 500 тыс. особей. Несмотря на прекращение промысла в Болгарии СССР и Румынии, количество дельфинов и далее уменьшалось из-за их массового отстрела, который в Турции продолжался, по крайней мере, до 1978 г. В 1983/1984 гг. численность

черноморских дельфинов уже не превышала 50–100 тыс. особей [2]. Уменьшение пресса дельфинов и хищных рыб на рыб-планктонофагов привело, начиная с 1967 – 1969 гг., к увеличению биомассы хамсы, шпрота и мелкой ставриды [3]. Промысловые запасы хамсы и шпрота с 1973 по 1979 г. удвоились и были примерно равными, но способы лова хамсы оставались более эффективными, и, по вылову, она стала основной промысловой рыбой Чёрного моря.

Хамса теплолюбива, её основной нагульной и нерестовой акваторией был Северо-западный шельф (СЗШ). Отсюда хамса осенью мигрировала и к южному берегу Крыма и, большей частью, к анатолийскому побережью, где образовывала плотные зимовальные скопления. Надежные измерения биомассы зимующей здесь хамсы проведены специальной акустической аппаратурой в конце марта 1972 года. Было установлено, что в прибрежных водах Турции зимует *миллион тонн хамсы* [1]. И с 1975 г началось ускоренное усиление турецкого рыболовного флота крупнотоннажными сейнерами с кошельковыми неводами и специальными сонарами для прицельного обмётывания зимующей хамсы, а также насосами для перекачивания хамсы из невода на борт судна. С 1984 года, когда биомасса половозрелой хамсы вследствие продолжающегося перелова уменьшилась на 200 тыс. т, её уловы в Болгарии, Румынии и СССР начали сокращаться. В острой фазе антропогенного коллапса хамсы биомасса её нерестового стада всего за один год, начиная с мая 1987 года, уменьшилась с 510 до 220 тыс.т. Однако Турция, благодаря увеличению числа современных промысловых судов и переходу к вылову рыбьей молоди, ещё в течение двух промысловых сезонов удерживала вылов хамсы на уровне около 295 тыс.т. В зиму 1987 / 1988 гг. из популяции хамсы были изъяты рыбы наиболее продуктивных размерно-возрастных групп длиной от 9,5 до 13,0 см, причём 30% выловленных рыб имели длину 12 см. Следующей зимой в улов попали, в основном, рыбы длиной от 6,5 до 11,0 см, причём 66% из них имели длину менее 9 см. Таким образом, эксплуатационный запас хамсы был опасно уменьшен и продукционный потенциал предстоящего нерестового сезона был серьёзно подорван (рис. 3.8.1). В промысловом сезоне 1989 / 1990 гг. вылов хамсы уменьшился с 295 тыс. т до 97 тыс. т, причём 80% выловленных рыб имели размеры от 6,5 до 8,5 см. Зимой 1990 / 1991 гг. усилился пресс промысла на сеголеток размерами от 5,5 до 6,5 см, но и это не помогло, – документированный вылов хамсы упал до 66 тыс. т [4].

Всё в большей мере промыслом изымалась та часть популяции, которой в ближайшие годы предстояло стать основой нерестового стада хамсы. Под влиянием переловов, всего за три года, суммарная биомасса половозрелой хамсы перед началом нерестового периода уменьшилась в 3,5 раза, опустившись в 1990 году до абсолютного минимума в 150 тыс. т [3].

Эти данные о промысле хамсы и его влиянии на размерно-возрастную структуру и репродукционный потенциал популяции стали известны не сразу, что позволило учёным поспешно объявить главным виновником коллапса биомассы хамсы гребневик мнемииопсис (например, в книге [2]). Считалось, что расплодившийся к 1988 г. вселенец выедал кормовой зоопланктон, а заодно икру и личинки хамсы, в результате чего промысловые запасы и вылов хамсы

катастрофически уменьшились. Натурных данные, необходимые для подтверждения и проверки предложенной гипотезы путём детального анализа последовательности событий и динамики количественных характеристик экологических процессов, начали появляться в печати только с 1992 г., некоторые из них – в труднодоступных изданиях [5, 6, 7]. В 1997 г. были опубликованы работы, показавшие близкую к реальности картину происходивших в Чёрном море экологических событий [3, 4].

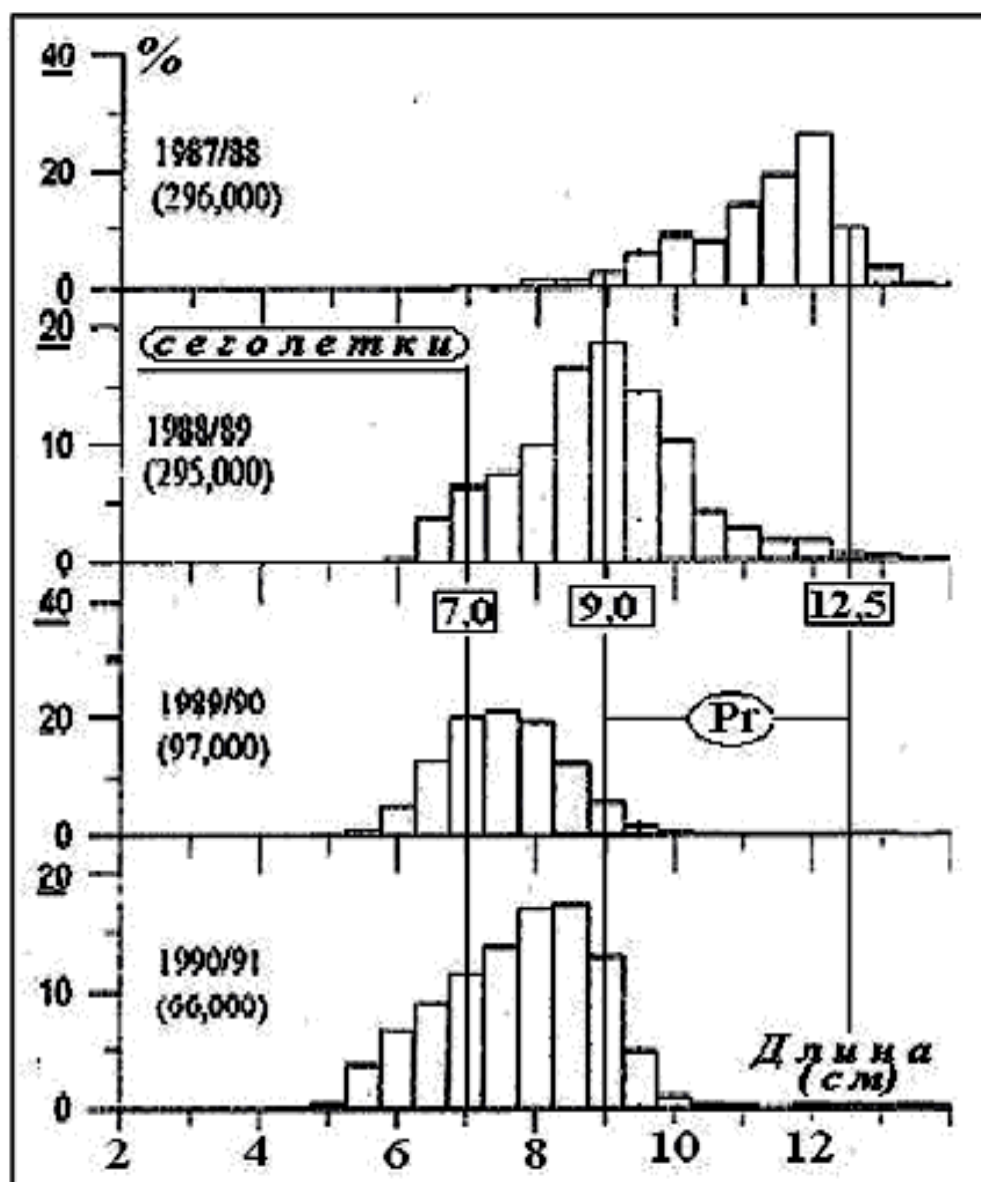


Рисунок 3.8.1. Размерная структура хамсы, выловленной турецкими рыбаками в 1987–1993 гг. (Pr – интервал наиболее продуктивных размерно-возрастных групп).

С выловленной рыбой из экосистемы изымается определённое количество азота и фосфора ($1/417$ и $1/35$ биомассы рыбы соответственно). Уменьшение промыслового изъятия рыб с 855 тыс.т в 1988 г. до 225 тыс.т в 1991 г. (рис. 3.8.2) означало, что в море осталось 1,5 тыс.т фосфора и 18,0 тыс.т азота. Эта дополнительная эвтрофикация, вызванная, главным образом, переловом хамсы, обусловила увеличение биомассы фитопланктона и копепод. В результате хамса перестала быть значимым пищевым конкурентом мнемииопсиса. Биомасса мнемииопсиса достигла абсолютного максимума в 1990 г., когда биомасса хамсы вследствие переловов уменьшилась до абсолютного минимума, а биомассы шпрота и ставриды имели средние значения. На высоту и остроту пика биомассы мнемииопсиса могли повлиять не только перелов хамсы, но и другие факторы, например, резкое уменьшение биомассы медузы аурелии. В дальнейшем, увеличение биомассы пищевых конкурентов мнемииопсиса (рыб-планктонофагов, медузы аурелии и автохтонного гребневика плеуробрахиа) привело к сокращению пищевого ресурса мнемииопсиса, в результате чего популяция этого вселенца к 1993 г. уменьшилась на порядок. Установлено также, что а) мнемииопсис потребляет незначительное количество икры и личинок анчоуса, б) даже во время пика биомассы мнемииопсиса, у молоди анчоуса не было физиологических признаков голодания. Таким образом, основной причиной коллапса следует считать такое промысловое изъятие хамсы, которое значительно превышало репродукционные возможности её популяции.

Черноморский шпрот (*Sprattus sprattus phalericus* Risso), по величине его биомассы, традиционно относят к основным промысловым рыбам. В шестидесятые годы прошлого столетия запасы хамсы (черноморский анчоус – *Engraulis encrasicolus ponticus* Alex) и шпрота в водах СССР были примерно одинаковыми, составляя в среднем 500–600 тыс. т. и достигая в отдельные годы 1 млн. т. Средние запасы мелкой ставриды (*Trachurus mediterraneus ponticus* Aleev) были примерно в 4–5 раз меньшими. Среднегодовые выловы этих рыб тогда составляли: хамсы – 27.9 тыс. т, шпрота – 2.1 тыс. т ставриды – 8.0 тыс. т [1]. Как видим, промысловый запас шпрота практически не использовался. С 1970 г. болгарские рыбаки, учитывая особенности поведения шпрота в тёплое время года, развивают промысел шпрота придонным тралом. За 5 лет добыча шпрота в Болгарии увеличилась в 4 раза и в 1975 г. достигла 5.6 тыс.т. В том году суммарный вылов шпрота остальными черноморскими странами был равен 1.7 тыс. т, а биомасса шпрота в море составляла 800 тыс. т. [3]. В 1976–1977 гг. украинские рыбаки, применяя механизированные способы промысла, начали осваивать запасы шпрота на северо-западном шельфе Чёрного моря (СЗШ) [1].

Черноморский шпрот – холодолюбивый планктонофаг североатлантического происхождения, предпочитает воды с температурой от 7–10° до 15°C. Созревает на втором году жизни, живёт до 4–5 лет. С разной интенсивностью шпрот порционно нерестится во все сезоны года. Основной его нерест происходит в холодные месяцы (ноябрь–март) на обширных акваториях открытого моря. Для развития икринок и личинок шпрота наиболее благоприятна температура воды 6.8–12.4°C. В тёплое время года подходящие для нереста условия шпрот находит на глубинах 50–100 м. При нересте шпрот

не образует плотных скоплений. Стимулами к кормовому и нерестовому таксису шпрота служат градиенты концентрации кормового зоопланктона и градиенты температуры воды. Весной, с прогревом поверхностных вод до 8–9⁰С, шпрот для откорма мигрирует в богатые кормовым зоопланктоном прибрежные районы моря, в основном на СЗШ. Первыми приходят рыбы старших возрастных групп, последними – годовики.

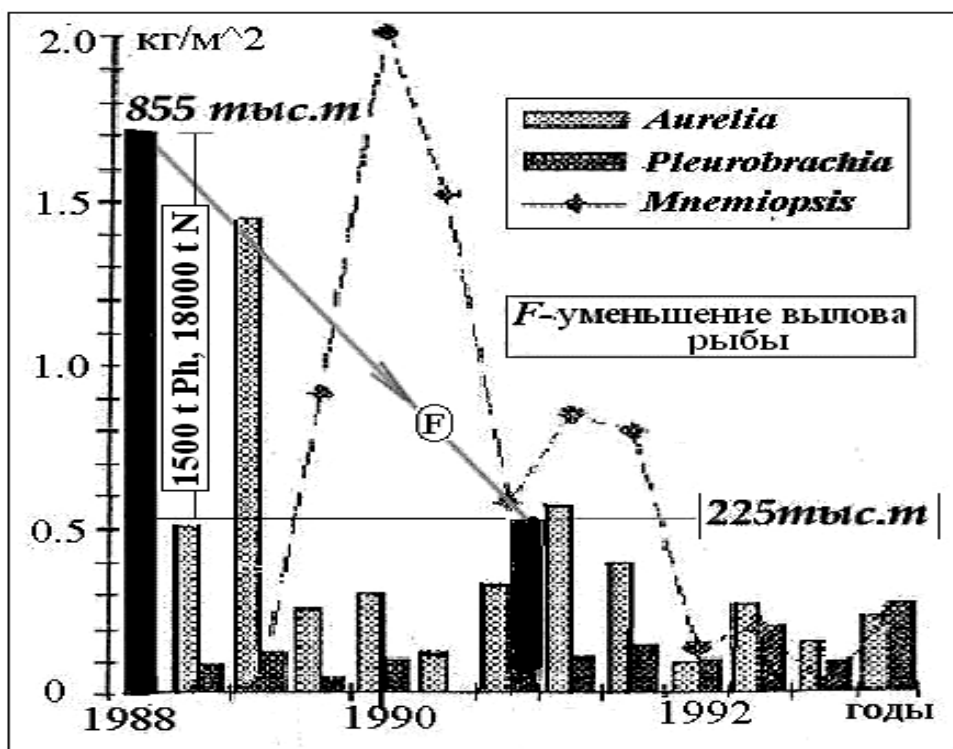


Рисунок 3.8.2. Уменьшение вылова рыбы, соответствующая дополнительная эвтрофикация вод и динамика биомассы желетелых обитателей Чёрного моря.

В мае–июне, когда температура верхнего слоя вод повышается от 15 до 19.5⁰ С, а слой скачка температуры постепенно заглубляется, наблюдаются регулярные суточные перемещения шпрота по вертикали: днём он опускается в воды комфортной для него температуры, ночью для откорма поднимается к слою скачка температуры. К концу июля шпрот переходит на более глубокую акваторию СЗШ [9], где до конца гидрологического лета сохраняется слой скачка температуры (рис. 3.8.3).

На этой акватории дно сравнительно ровное и средняя глубина равна 35 м. В июле–сентябре среднемесячная температура воды на основных горизонтах изменяется здесь в таких пределах: на поверхности моря – от 20 до 23⁰С, на глубине 10 м – от 17 до 22⁰С, на глубине 20 м – от 8 до 16⁰С, на глубине 30 м (придонный горизонт)– от 7.5 до 11.5⁰С. При такой температурной стратификации вблизи дна днём образуются плотные скопления шпрота, что

позволяет развивать его промысел, применяя эхолокацию для прицельного траления. В ноябре, под влиянием конвекции, стратификация вод выравнивается, и их температура от поверхности до дна изменяется в пределах 10.5–12.0⁰С. В это время шпрот покидает СЗШ и для нереста переходит на более глубокие акватории, где температура воды на горизонте 50 м равна восьми–деяти градусам, а на горизонте 75 м опускается ниже восьми градусов.

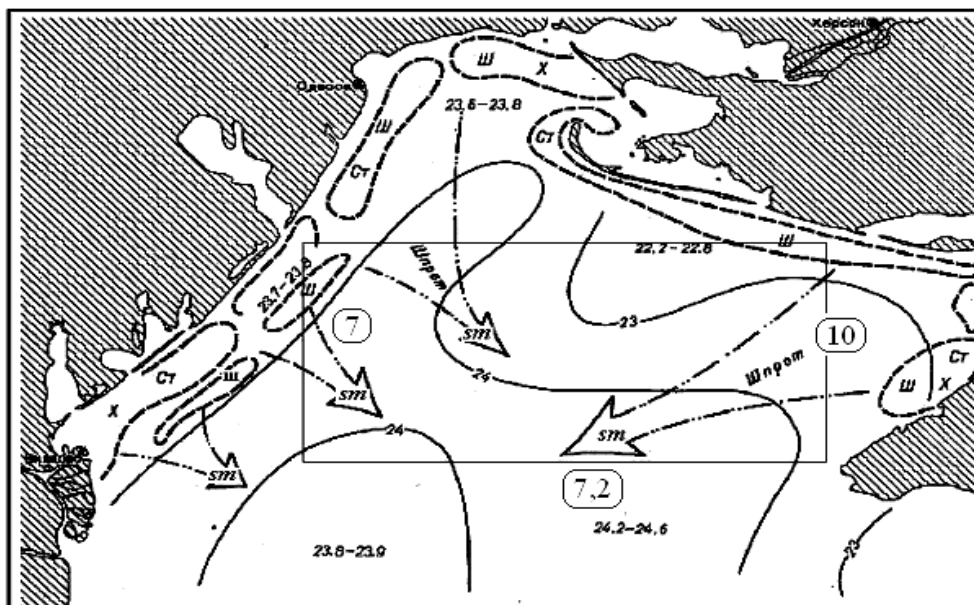


Рисунок 3.8.3. Места скопления хамсы, ставриды и миграция шпрота в третьей декаде июля. Температура воды на поверхности (изолинии, интервалы значений) и в придонном слое (крупные цифры в рамке). Пути перехода шпрота (*sm*) на акватории с комфортной для него температурной стратификацией. Использован Атлас [9].

Зимой, в период основного нереста, шпрот продолжает интенсивно питаться. Шпрот, в отличие от хамсы, активно питается во все сезоны года. Гидрологической весной (апрель–июнь), перед наступлением гидрологического лета (июль–сентябрь), шпрот успевает пополнить жировые запасы, израсходованные во время зимнего нереста. Жировая ткань защищает организм шпрота от перегрева. Максимальная жирность шпрота наблюдается летом, минимальная – зимой [10]. Основу рациона шпрота составляют копеподы, на СЗШ это *Acartia* и *Pseudocalanus* [1].

Нагул хамсы происходит в период с мая по сентябрь, в её рационе также преобладают копеподы (91–99% потребляемой пищи, в основном – *Acartia* и *Calanus*). В прибрежных районах СЗШ пищевая конкуренция между хамсой шпротом может обостряться в период июнь–середина июля, до миграции шпрота на более глубокие акватории. Хамса и шпрот входят в рацион взрослой ставриды, этого придонно-пелагического хищника. Третьей составляющей кормовой базы ставриды является бентосный нектон прибрежных вод и крупные придонные ракообразные. Для откорма и нереста на СЗШ теплолюбивая

ставрида последовательно приходит косяками, состоящими из рыб определённых размерно-возрастных групп. Первыми, в мае–июне, на СЗШ мигрируют рыбы длиной 14–15 см (четырёхлетки и пятилетки), позднее приходят рыбы длиной 12–14 см (двухлетки и трёхлетки). Ставрида небольшими стаями приходит гидрологической весной и уходит осенью, в эти периоды её вылавливают кошельковыми неводами. В конце июля – августе, когда воды на севере СЗШ максимально прогреются, а интенсивность питания и скорость прироста биомассы теплолюбивой ставриды увеличиваются вдвое, сюда приходят годовики и двухлетки (10–12 см длины) [8]. К этому времени холодолюбивый шпрот, из-за повышения температуры воды, уже перешёл из прибрежных вод на акваторию с комфортной для него температурой придонного слоя. На акватории глубиной 35 м придонные воды труднодоступны для ставриды, ночью ставрида питается менее интенсивно, поэтому в середине гидрологического лета доля шпрота в её рационе значительно уменьшается. Но середина лета – время наиболее интенсивного питания ставриды и максимальной нерестовой активности хамсы. Поэтому икра, личинки, мальки и молодь хамсы составляют значительную часть рациона соответствующих размерных групп ставриды. В третьей декаде сентября ставрида начинает уходить из прибрежных вод, в первой декаде октября, при понижении температуры поверхности моря ниже 14–17°C, ставрида покидает СЗШ.

После коллапса биомассы хамсы по величине промыслового запаса на первом месте находился шпрот, на втором – ставрида, на третьем – хамса, причём биомасса шпрота примерно вдвое превышала суммарную биомассу ставриды и хамсы. На СЗШ механизированный промысел ставриды проводится во время её прихода с зимовки и ухода на зимовку, промысел шпрота – летом, хамсу и ставриду вылавливают зимой у берегов Крыма, Кавказа и Анатолии. Украинская часть СЗШ – самая перспективная акватория для увеличения добычи шпрота современными способами лова. Чтобы возможный перелов шпрота в недалёком будущем не вызвал и его коллапса, следует принять научно обоснованную стратегию сохранения и рационального использования рыбных ресурсов Чёрного моря.

Эколого-экономические модели, их назначение и развитие.

Концептуальная модель является начальным этапом моделирования, она позволяет представить структуру взаимосвязанных экологических процессов в сравнительно полном виде. Основной недостаток концептуальных моделей – их статичность и, следовательно, весьма ограниченная возможность получить количественные оценки пространственно-временного функционирования системы. Для количественного изучения динамики экосистем незаменимы математические модели.

Математическая модель даёт нестационарную картину функциональных связей между компонентами экосистемы. Интегральные динамические модели имитируют временной ход компонентов экосистемы, осреднённых по объёму вод определённой акватории, пространственные динамические модели – пространственно-временную изменчивость компонентов. Модели показывают, как воздействие внешнего возмущающего фактора на любой компонент биоценоза передаётся другим компонентам. Возможность предвычислять

реакцию системы на вероятные экзогенные воздействия свидетельствует о прогностическом потенциале модели. Адекватность модели оценивается по степени выполнения поставленных перед ней задач и возможностям её дальнейшего развития. Базовым целесообразно считать вариант модели, настроенный на условно-устойчивое функционирование экосистемы, когда, при большом, но реальном, внешнем воздействии на любой компонент системы, значения остальных компонентов не выходят из экологически допустимых, или исторически известных пределов. Выход за эти пределы – признак возможной экологической катастрофы.

Модель переходит в разряд эколого-экономических, если в ней формализовано промысловое изъятие морских биоресурсов. Стартом для моделей, получивших развитие в МГИ НАНУ, послужила интегральная динамическая модель системы "кормовой зоопланктон – хамса – промысел хамсы" [11, 12]. Последующий анализ механизма влияния атмосферных процессов на изменчивость компонентов биоценоза выявил пути прохождения квазипериодического сигнала от гидрометеорологических процессов, связанных с Североатлантическим колебанием, к мощности годового класса хамсы [13]. Показано, в частности, как атмосферные процессы, через колебания теплозапаса вод и стока рек весной, влияют на фитопланктон, от характеристик которого зависит выживаемость личинок хамсы. Этот возмущающий сигнал непосредственно, минуя трофический уровень зоопланктона, влияет на численность молоди хамсы и на последующее пополнение её промыслового запаса. Конечно, при одинаковом количестве выживших личинок биомасса молоди хамсы напрямую зависит от биомассы зоопланктона, но без учёта выживаемости личинок, на начальной стадии их развития (рис. 3.8.4, 3.8.5), нельзя получить адекватные результаты моделирования эколого-экономических процессов и предложить действенные способы рационального планирования вылова хамсы в предстоящие промысловые сезоны. Учёт этих факторов существенно увеличил прогностические возможности модели [14]. На усложнённых вариантах модели проведены серии вычислительных экспериментов по изучению устойчивости системы "фитопланктон – зоопланктон – рыба" к естественным возмущениям биомассы компонентов биоценоза [15] и реакции системы "фитопланктон – зоопланктон – рыба – рыбный промысел" на изменения вылова хамсы [16].

В результате исследований устойчивости системы "фитопланктон – зоопланктон – рыба" показано, что:

1. Среднемноголетние значения биомассы фитопланктона, кормового зоопланктона и хамсы в северо-западной части Чёрного моря в тёплое время года соответствуют стационарному состоянию автономного процесса.

2. Малые начальные отклонения от состояния равновесия вызывают затухающие колебания компонентов системы. Фазовая траектория представляет собой спираль с фокусом, расположенным в точке стационарного решения. При увеличении начальных отклонений возрастает амплитуда колебаний, но сохраняется их период.

3. Учёт основного репродукционного цикла хамсы и зависимость её урожайности от характеристик фитопланктона во время нереста (то есть от хода

гидрометеорологических процессов), усложняют фазовую траекторию: на спираль накладывается последовательность волновых пакетов с убывающей средней амплитудой.

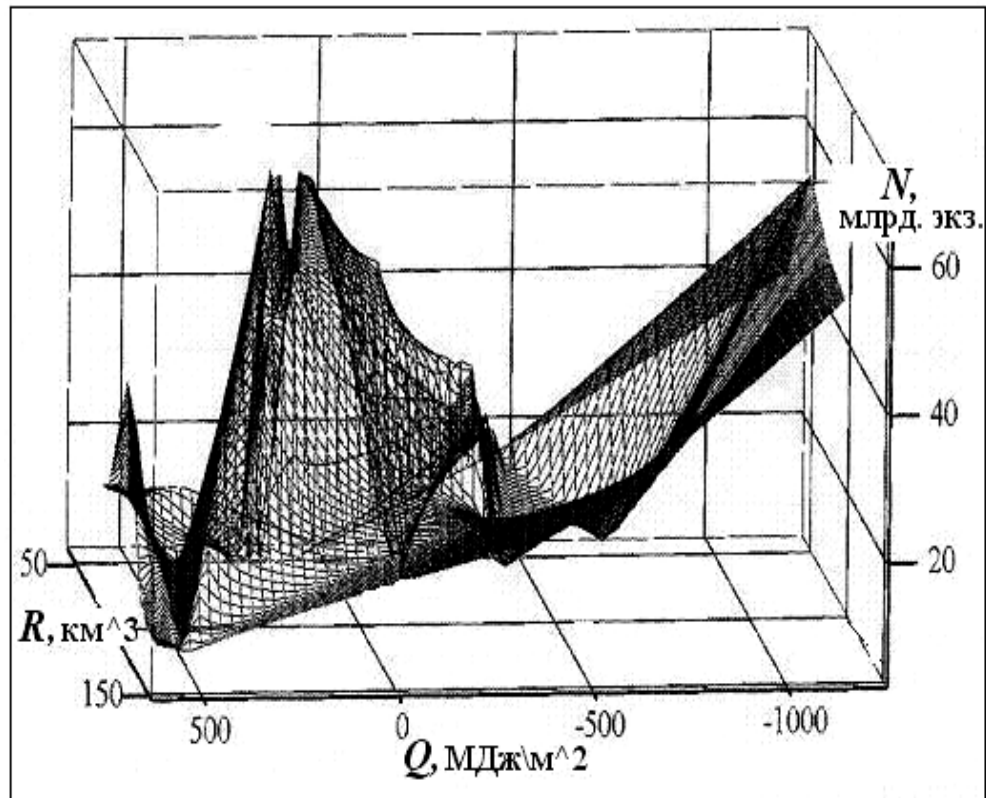


Рисунок 3.8.4. Зависимость численности молоди хамсы в августе (N) от теплозапаса морской воды в апреле (Q) и суммарного стока основных рек в мае–июне (R). Западная часть Чёрного моря, данные за 1954–1976 гг.

4. Дополнительный учёт нескольких, разнесённых по времени, отклоняющих воздействий на компоненты системы, приводит к дальнейшему усложнению картины: фазовая траектория испытывает соответствующие сдвиги. Учёт промысла в простейшем виде (изъятие хамсы пропорционально её биомассе) переводит систему в неасимптотически устойчивое состояние, при котором фокус может выйти из реального фазового пространства.

5. Исследование реакции системы "фитопланктон – зоопланктон – хамса – промысел хамсы" на изменения вылова хамсы при адекватном учёте промысла, показали высокую чувствительность системы к таким воздействиям. Даже разовые увеличения или уменьшения вылова сильно влияют на биомассу объектов всех трофических уровней и надолго выводят систему из состояния равновесия. Время стационарирования после изменений вылова хамсы на порядок больше соответствующего времени после воздействий на планктон. На практике это означает, что, при продолжении промысла по прежним технико-

экономическим правилам, последствия повторяющегося перелова будут сказываться в течение многих лет и могут привести к коллапсу промысловых запасов хамсы.

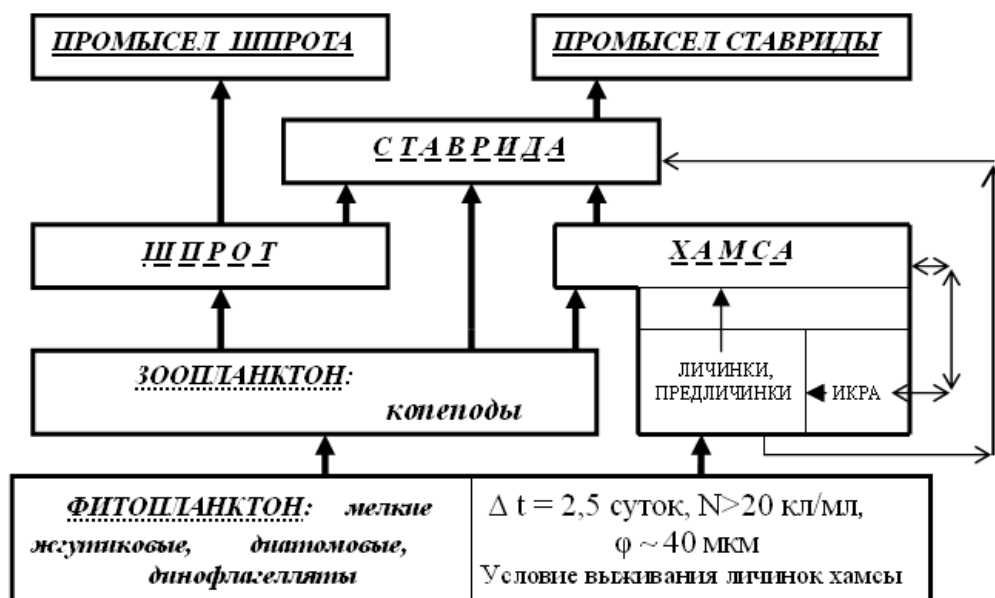


Рисунок 3.8.5. Основные потоки энергии в моделируемой трофической системе. (Экологические условия тёплого времени года на выделенной акватории СЗШ).

На пути от интегральных динамических моделей к моделям пространственным пройдено несколько этапов, на каждом из которых в модель включались новые процессы, прямо или косвенно влияющие на пространственно-временную изменчивость всех компонентов системы. Морские течения переносят биогены, планктон, минеральные взвеси и воды с разными физико-химическими характеристиками. Планктон и шпрот летом совершают суточные вертикальные перемещения, пелагические рыбы – сезонные миграции и оперативные переходы (таксис) по акваториям нагула и нереста, промысловый флот идёт в места рыбных скоплений. Разнообразны формы отрицательных антропогенных влияний на процессы в экосистеме. На шельфовых акваториях, подверженных влиянию речного стока, экологические процессы имеют как общие, так и региональные особенности.

На СЗШ расчёт ветровых и стоковых течений, а также вертикальной циркуляции вод, не представляет принципиальных или технических трудностей, поскольку биогены и планктон с большой степенью точности можно считать пассивными примесями. При разработке модели использованы схемы циркуляции вод, характерные для основных типов гидрометеорологических процессов, на финальной стадии моделирования планируется включить в модель автономный гидродинамический блок. В эколого-экономических моделях суточные вертикальные перемещения организмов – процессы подсеточные и

потому в явном виде не учитываются.

Адекватная формализация таксиса промысловых рыб – одна из основных трудностей создания пространственных эколого-экономических моделей. В математической биологии таксисом называют активную двигательную реакцию организмов на пространственно-временную изменчивость кормовой базы и/или характеристик среды обитания. В научной литературе не было даже упоминаний о дифференциальных уравнениях для скорости таксиса рыб. С учётом экологических условий СЗШ, нами получены пространственно двумерные динамические уравнения для скоростей кормового и нерестового таксиса хамсы, а также для скорости кормового таксиса ставриды, рыбы смешанного питания [17, 18]. Полученные уравнения использованы в работах [19, 20, 21], где был проведен количественный анализ роли таксиса в функционировании моделируемых систем.

Рыбный промысел имеет формальные признаки активного хищника. Денежный эквивалент биомассы (или её энергетического содержания) реализованного улова является приходной статьёй промыслового бюджета, который влияет на динамику технической базы промысла. Конвертируемость единиц измерения позволила, в математической задаче, унифицировать размерность биолого-экономических переменных, оценив все статьи расходов на организацию, проведение и развитие промысла через соответствующие доли энергетического эквивалента реализованной рыбы. Динамика активной технической базы флота зависит от динамики промыслового бюджета. Формализована также зависимость скорости рабочих перемещений флота от изменений промысловой обстановки [22].

Влияние вылова ставриды на пространственно-временную изменчивость компонентов системы «фитопланктон – зоопланктон – хамса – ставрида – промысел ставриды».

Разработанная эколого-экономическая модель системы «фитопланктон – копеподы – хамса – ставрида – промысел ставриды» имитирует пространственно-временную изменчивость компонентов системы в тёплое время года на СЗШ. Эта изменчивость формируется в результате взаимодействия различных процессов. Биогены, солёность и планктон переносятся течениями. Хамса и молодь ставриды идут в места с достаточной концентрацией копепод. Готовая к нересту хамса ищет воду определённой солёности. Взрослая ставрида преследует хамсу. В начале и в конце сезона флот ведёт промысел ставриды, перемещаясь в места её оптимальной концентрации. Характерными природными воздействиями на систему являются медленный перенос вод открытого моря западным стационарным течением и повторяющийся вынос восточными ветровыми течениями распреснённых, эвтрофированных прибрежных вод на открытую акваторию СЗШ. Заданные течения и коэффициенты турбулентного обмена соответствуют климатическим данным о фоновом течении и ветровому режиму, изменчивость продуктивности фитопланктона – изменчивости концентрации биогенов [12]. В модели учтены все статьи промыслового бюджета. Поступления в приходную статью зависят от результатов промысла. Основными расходными статьями являются амортизационные, эксплуатационные, транспортные и маркетинговые

отчисления. Денежные единицы конвертируются в единицы энергетического эквивалента выловленной рыбы [22].

В базовом варианте модель настроена на экологические условия открытой акватории размерами 110 на 200 км в открытой части СЗШ (45°–46°с.ш., 30°–32.5°в.д., рисунок 3.8.3). Дно здесь сравнительно ровное, средняя глубина равна 35 м, а меридиональная неоднородность характеристик биотопа и биоценоза намного меньше их зональной неоднородности. Прибрежное течение распреснённых эвтрофированных вод проходит западнее этой акватории.

Зональная неоднородность характеристик связана с наличием прибрежного гидрологического фронта у западной границы акватории. Процессы кроссфронтального перемешивания и перенос более солёных, бедных биогенами вод на запад медленным стационарным течением формируют в западной части акватории повышенные фоновые градиенты солёности, концентрации биогенов и планктона. Более сильное влияние на пространственно-временную изменчивость всех характеристик системы оказывают повторяющиеся ветровые течения восточной четверти, при которых происходит прорыв гидрологического фронта и эвтрофированные, распреснённые прибрежные воды распространяются далеко на восток. Зональная неоднородность характеристик преобладает и в этих условиях. Поэтому при рассмотрении зональной изменчивости характеристик, осреднённых по меридиональным сечениям акватории, сохраняются основные черты пространственной структуры моделируемых процессов. Переход к одномерной по пространству нестационарной задаче является временным, он упрощает вычислительные процедуры и тем способствует преодолению концептуальных трудностей в развитии математического моделирования этой сложной системы.

Постановка и метод решения задачи. К основным уравнениям математической модели системы «фитопланктон – зоопланктон – хамса – ставрида» [21] добавлены два нелинейных уравнения: уравнение для удельной величины активной технической базы промыслового флота (L) и уравнение для относительной скорости перемещения работающего флота (W). Изменчивость вылова ставриды является промежуточным результатом вычислительного процесса.

Основные уравнения задачи:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -u \frac{\partial S}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(v \frac{\partial S}{\partial x} \right), \quad (3.8.1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} = & \frac{q_z a_z F}{Z + \sigma_z} \frac{\partial F}{\partial x} + q_s a_s \underline{\text{sign}}(S_2 - S) [1 - \\ & - H(S - S_1) H(S_2 - S)] \frac{\partial S}{\partial x} + \lambda_f \frac{\partial^2 U}{\partial x^2}, \end{aligned} \quad (3.8.2)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = r_z b_z \frac{G}{Z + \zeta_z} \frac{\partial Z}{\partial x} + r_f b_f \frac{G}{F + \zeta_f} \frac{\partial F}{\partial x} + \lambda_g \frac{\partial^2 V}{\partial x^2}, \quad (3.8.3)$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} = H(G - G_0) \frac{aL}{G + b} \frac{\partial G}{\partial x} + \lambda_w \frac{\partial^2 W}{\partial x^2}, \quad (3.8.4)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} = pP - c_{pz} PZ - M_p - u \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(v \frac{\partial P}{\partial x} \right), \quad (3.8.5)$$

$$\frac{\partial Z}{\partial t} = \delta_{pz} c_{pz} PZ - c_{zf} ZF - c_{zg} ZGI_t - M_z - u \frac{\partial Z}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(v \frac{\partial Z}{\partial x} \right), \quad (3.8.6)$$

$$\frac{\partial F}{\partial t} = \delta_{zf} c_{zf} ZF - c_{fg} FGI_t - M_f - U_a \frac{\partial F}{\partial x} + \mu_f \frac{\partial^2 F}{\partial x^2}, \quad (3.8.7)$$

$$\frac{\partial G}{\partial t} = (\delta_{zg} c_{zg} Z + \delta_{fg} c_{fg} F) GI_t - M_g - V_a \frac{\partial G}{\partial x} + \mu_g \frac{\partial^2 G}{\partial x^2}, \quad (3.8.8)$$

$$\frac{\partial L}{\partial t} = R_{gl} L J_t - W_a \frac{\partial L}{\partial x} + \mu_l \frac{\partial^2 L}{\partial x^2} - k_2 L^q - k_3 |W_a - u|^r - \bar{D}. \quad (3.8.9)$$

Ось X направлена на восток, её начало расположено на западной границе акватории. В уравнениях (3.8.1–3.8.9) использованы следующие условные обозначения:

$S(x, t)$ – солёность морской воды;

$U(x, t)$, $V(x, t)$, $W(x, t)$, – скорости таксиса анчоуса, ставриды и относительных перемещений промыслового флота;

$U_a(x, t)$, $V_a(x, t)$, $W_a(x, t)$ – скорости движения хамсы, ставриды и флота в неподвижной системе координат;

$P(x, t)$, $Z(x, t)$, $F(x, t)$, $G(x, t)$, $L(x, t)$ – энергетические эквиваленты удельных биомасс фитопланктона, кормового зоопланктона, анчоуса, ставриды и удельной величины технической базы активного флота соответственно;

R_{gl} – функция производительности рыболовного флота;

$p(x, t)$ – продуктивность фитопланктона;

M_p , M_z , M_f , M_g – элиминация и самолимитирование в популяциях;

H – единичная функция Хевисайда;

$\text{sign}(S_2 - S)$ – знак разности $(S_2 - S)$;

$I_i(t)$ – изменение интенсивности питания ставриды;

$J_i(t)$ – продолжительность путины;

$u(x, t)$ – суммарная скорость ветрового и фонового течений;

$v(x, t)$ – коэффициент горизонтального турбулентного обмена;
 $\lambda_f, \lambda_g, \lambda_l$ и μ_f, μ_g, μ_l – коэффициенты стайной вязкости и стайной диффузии;

q_z, q_s и r_z, r_f – весовые коэффициенты влияния соответствующих факторов на таксис хамсы и ставриды;

$c_{pz}, c_{zf}, c_{zg}, c_{fg}$, и $\delta_{pz}, \delta_{zf}, \delta_{zg}, \delta_{fg}$, – константы и передаточные множители трофических функций;

$S_l, S_2, q, k_l, k_2, \sigma_z, \zeta_z, \zeta_f$ – константы.

Вид функций $u(x, t)$ и $p(x, t)$ выбран с учётом рассматриваемых экологических условий (рис. 3.8.6), функция $v(x, t)$ вычислена по изменчивости скоростей ветра и дрейфового течения [12]. Через \bar{D} обозначена сумма непроизводственных расходов промыслового бюджета [22].

Начальные и граничные условия:

$$\begin{aligned} S(x, 0) &= S_{x0}(x), S(0, t) = S_{0t}(t), S(l, t) = S_l = const, \\ U(x, 0) &= U(0, t) = U(l, t) = V(x, 0) = V(0, t) = V(l, t) = 0, W(x, 0) = W(0, t) = W(l, t) = 0, P(x, 0) = \\ &= P_{x0}(x), P(0, t) = P_{0t}(t), \partial P(l, t) / \partial x = 0, Z(x, 0) = Z_{x0}(x), Z(0, t) = Z(t), \partial Z(l, t) / \partial x = 0, \\ &F(x, 0) = F_{x0}(x), \partial F(0, t) / \partial x = 0, \partial F(l, t) / \partial x = 0, G(x, 0) = G_{x0}(x), \partial G(0, t) / \partial x = 0, \partial G \\ &(l, t) / \partial x = 0, L(x, 0) = L_{x0}(x), \partial L(0, t) / \partial x = \partial L(l, t) / \partial x = 0. \end{aligned} \quad (3.8.10)$$

На рисунках 3.8.6, 3.8.7 отражен вид начальных и граничных функций: $S_{x0}(x), S_{0t}(t), P_{x0}(x), P_{0t}(t), Z_{x0}(x), Z_{0t}(t), F_{x0}(x), G_{x0}(x), u, L_{x0}(x)$.

Задача (3.8.1– 3.8.10) в безразмерном виде решена численно с использованием неявной конечноразностной схемы второго порядка точности. Решение устойчиво при изменении основных параметров модели в реальных пределах. Процедура безразмерного масштабирования подобных уравнений изложена в работе [12]. Результаты решения представлены на рисунках 3.8.6, 3.8.7 в размерном виде.

Адаптация модели к экологическим условиям СЗШ. При настройке модели на адекватно-устойчивое функционирование была выполнена оценка значений новых, априори неизвестных параметров задачи. На биологические компоненты системы флот влияет через вылов ставриды $Q = R_{gl}(G)LJ$. В работе [22] нами предложена зависимость:

$$R_{gl}(G) = \frac{a_g G^m}{b_g + G^m} + c_g, \quad (3.8.11)$$

которая может быть аппроксимирована кусочно-линейной функцией:

$$R_{gl}(G) \approx (c_1 G - c_2) H(G - G_{\min}) H(G_{\max} - G) + R_{\max} H(G - G_{\max}). \quad (3.8.12)$$

При $G < G_{\min}$ промысел прекращается из-за его нерентабельности и $R = 0$; при $G > G_{\max}$ производительность промысла ограничена возможностями флота, и $R = R_{\max} = const$. Для оценки коэффициентов в формулах (3.8.11, 3.8.12) использован эвристический подход.

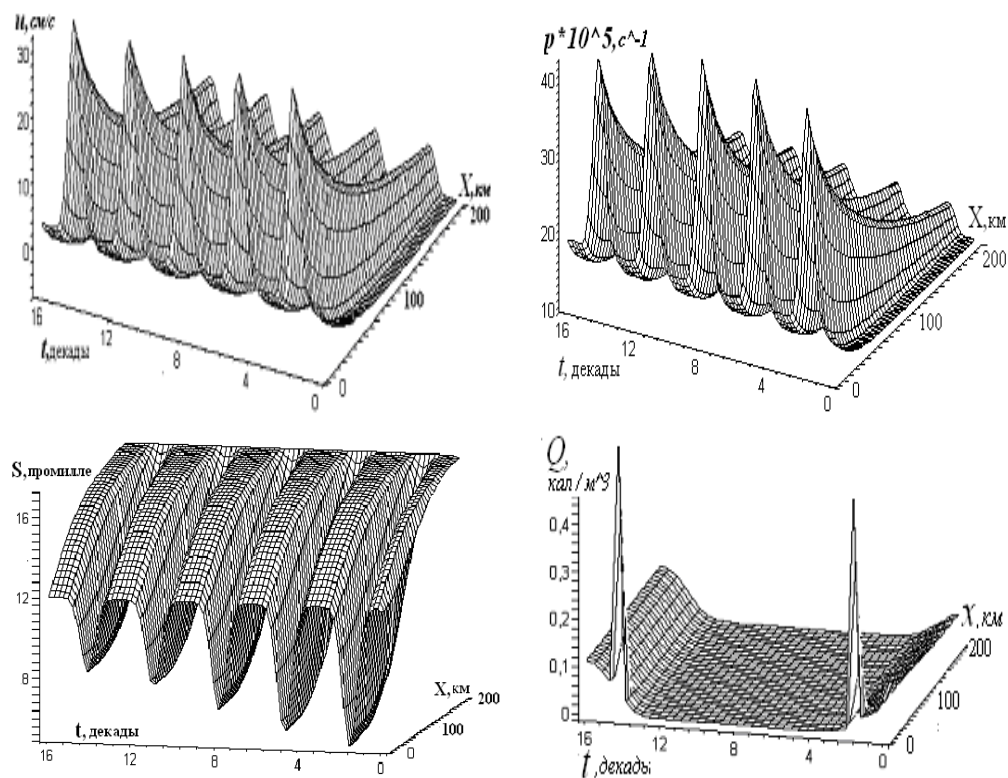


Рисунок 3.8.6. Изменчивость заданных течений (u), удельной продуктивности фитопланктона (p), а также вычисленных распределений солёности (S) и вылова ставриды (Q).

Адаптация модели к реальным экологическим условиям потребовала большого числа вычислительных экспериментов. Попутно проверена чувствительность решения к следующим двум процедурам: 1. Изменение дискретизации независимых переменных. 2. Замена гладкой S – образной функции R_{gl} (3.8.11) её кусочно-линейным аналогом (3.8.12).

Эксперименты показали, что: 1. При $\Delta x = 2 - 4$ км и $\Delta t = 2 - 3$ суток модель воспроизводит реальные особенности функционирования системы. При уменьшении шагов появляются те мелкомасштабные детали, для верификации которых сегодня ещё нет необходимых натурных данных. 2. Изменение вида функции R_{gl} с (3.8.11) на (3.8.12) незначительно сказывается на вылове ставриды и на изменчивости остальных компонентов системы.

В базовом варианте модели характерная пространственно-временная изменчивость суммарных течений и удельной продуктивности фитопланктона заданы на основе многолетних данных [22]. Не учитывалось динамика транспортных и маркетинговых расходов.

Основные результаты. Получено устойчивое численное решение поставленной математической задачи. Модель адаптирована к типичным экологическим условиям СЗШ и позволяет исследовать влияние широкого класса возмущений на функционирование системы «фитопланктон – кормовой

зоопланктон – хамса – ставрида – промысел ставриды». Показан механизм воздействия промысла ставриды на все компоненты биоценоза.

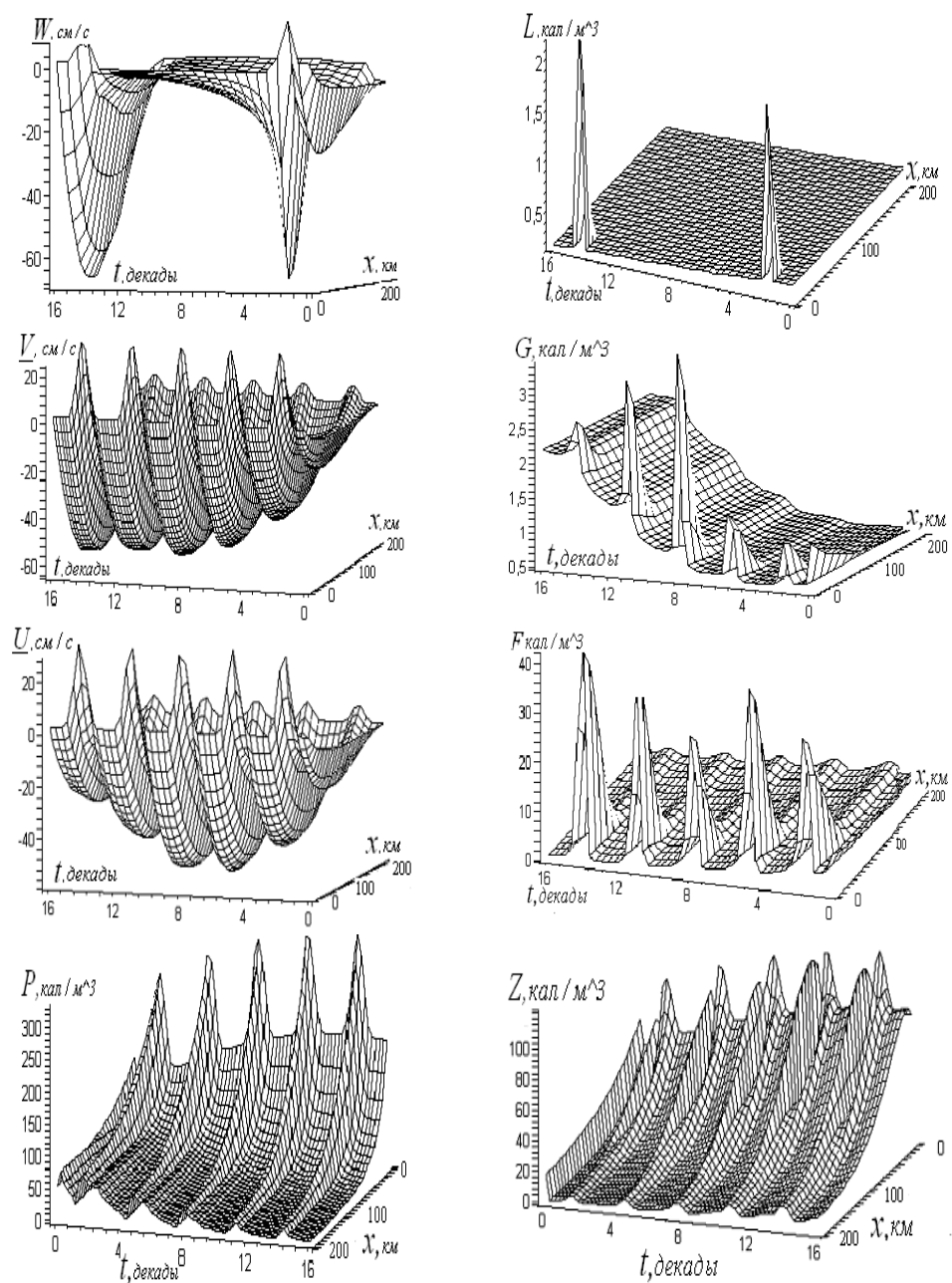


Рисунок 3.8.7. Изменчивость зависимых переменных в тёплое время года.

Динамика вылова ставриды и изменчивость поля солёности представлены на рисунке 3.8.6. Полученная пространственно-временная

изменчивость остальных зависимых переменных задачи (3.8.1–3.8.10) изображена на рисунке 3.8.7. Эти графики содержат много интересной информации. Поскольку поведение системы при тех же природных условиях, но без учёта промысла ставриды, исследовано в работах [21, 23], новыми результатами является закономерности влияния вылова ставриды на систему.

Большая активность флота и максимальные уловы ставриды получены в местах её концентрации вблизи западной границы акватории при весеннем и осеннем поступлениях прибрежных эвтрофированных вод. В результате весеннего промыслового изъятия ставриды её суммарная биомасса к началу лета несколько уменьшилась. Ослабление пресса ставриды способствовало дополнительному росту биомассы хамсы в западной части акватории, где велика продуктивность фитопланктона и достаточно корма для зоопланктона и хамсы.

Рост биомассы организмов всех трофических уровней ускорился под влиянием первого летнего течения на восток, у западной границы акватории особенно заметен рост концентрации хамсы. Летом питание ставриды интенсифицировалось под влиянием прогрева вод, а её промысел не проводился. В результате произошло значительное увеличение суммарной биомассы ставриды. Максимальная концентрация ставриды получена на западе акватории во время третьего течения на восток. Концентрация хамсы здесь соответственно понизилась до наименьшего значения за все случаи развития таких течений.

Во второй половине лета интегральная биомасса ставриды быстро растёт, что обуславливает медленный рост биомассы хамсы. Когда восточных течений нет, фоновое течение направлено на запад, а ставрида и хамса не скапливаются у западной границы модельной акватории. При очередном (четвёртом) развитии восточного ветрового течения, на фоне роста интегральной биомассы ставриды, её концентрация вблизи западной границы акватории уменьшилась, а концентрация хамсы здесь существенно увеличилась. Изменчивость скорости таксиса рыб и скорости перемещения флота по акватории являются содержательными характеристиками моделируемых экологических процессов (U , V , W на рисунке 3.8.7).

Под влиянием осенней путины и уменьшения интенсивности питания прирост биомассы ставриды в конце тёплого сезона прекратился. Путину "съела" осенний пик концентрации ставриды, концентрация хамсы достигла максимальных значений за все предыдущие случаи развития восточных течений. Поедание хамсой копепод уменьшило их биомассу, уменьшение биомассы копепод привело к увеличению биомассы фитопланктона.

Влияние промысла ставриды на планктон сглаживается тем, что копеподы, как и хамса, входят в рацион ставриды, но служат основным продуктом питания хамсы. Поэтому прямым следствием вылова ставриды является некоторое увеличение биомассы копепод. Косвенно, через увеличение биомассы хамсы, промысел ставриды приводит к уменьшению биомассы копепод. В результате, как видно на графике функции $Z(x,t)$, во время промысла ставриды увеличивается суммарное потребление копепод рыбами, особенно при развитии восточных ветровых течений. Биомасса фитопланктона, высота и острота гребней его максимальной концентрации соответственно возрастают (рис. 3.8.7).

Весной и осенью, во время путины, большая подвижность активного промыслового флота обеспечивает быструю концентрацию его удельной технической базы в районах максимального скопления ставриды. Полученные результаты достаточно правдоподобны, но, для адекватной имитации работы флота, необходимо знать его точные производственно-экономические характеристики. Прежде всего, следует уточнить параметры функции удельной производительности флота, затем – быстроту реакции всех служб флота на изменение промысловой обстановки.

С учётом формализации промысла пелагических рыб разработана эколого-экономическая модель системы «фитопланктон – зоопланктон – хамса – ставрида – промысел ставриды». Модель адаптирована к экологическим условиям тёплого времени года на СЗШ Чёрного моря и позволяет исследовать влияние естественных и антропогенных факторов на изменчивость компонентов биоценоза. Практический интерес представляют полученные закономерности влияния вылова ставриды на динамику пространственного распределения удельных биомасс хамсы и ставриды.

Включение шпрота в математические модели системы «биогены – планктон – пелагические рыбы – рыбный промысел».

Если, после коллапса хамсы, биомасса половозрелого шпрота только в западной части моря составляла около 700 тыс.т [3], значит общие промысловые запасы черноморского шпрота превысили 1 млн. т. Поэтому повысилась актуальность модернизации эколого-экономической модели путём прямого учёта динамики биогенов и включения шпрота в разрабатываемую модель.

Для включения черноморского шпрота в эколого-экономические модели системы «биогены – планктон – пелагические рыбы – рыбный промысел» нужны следующие дифференциальные уравнения: 1. Уравнение для энергетического эквивалента биомассы шпрота. 2. Уравнение для скоростей кормового и температурного таксиса шпрота. 3. Уравнение для скорости передвижений рыболовецкого флота в зависимости от изменений промысловой обстановки. 4. Уравнение для технической базы промысла. Вывод четвёртого уравнения ранее предложен на основе анализа динамики промыслового бюджета [22]. Уравнение (3.8.9) – упрощенный вариант этого уравнения.

Пополнение биомассы шпрота происходит при его питании кормовым зоопланктоном. Расходные статьи баланса биомассы шпрота обусловлены остальными процессами его жизнедеятельности, естественной элиминацией, прессом ставриды и промысловым изъятием. Перераспределение шпрота по акватории вызвано влиянием кормового и температурного таксиса, морских течений и стайной диффузии. Температурный таксис императивен: при локальном повышении придонной температуры воды летом выше определённого значения, шпрот сначала переходит на акваторию с комфортной температурной стратификацией, потом, в пределах этой акватории, ищет места с оптимальной концентрацией копепод. Для интенсивного откорма шпрот весной мигрирует на прибрежное мелководье СЗШ и остаётся здесь до тех пор, пока в придонном слое температура воды не превысит 7–9°C. К третьей декаде июля шпрот переходит на открытую акваторию СЗШ, где в слое скачок температуры – дно сохраняется комфортная для холодолюбивого шпрота температура (рис.

3.8.3). Горизонтальный градиент температуры придонных вод является стимулом для летнего температурного таксиса шпрота на СЗШ. С удалением от берега инерционность гидрологических процессов в придонном слое увеличивается, что облегчает учёт температурного таксиса. На пространственно-временных масштабах эколого-экономической модели суточные вертикальные перемещения шпрота учтены параметрически. Перечисленные процессы формализованы в следующем уравнении для изменчивости энергетического эквивалента удельной биомассы шпрота:

$$\frac{\partial F_2}{\partial t} = \delta_{zf_2} R_{zf_2}(Z) F_2 - \delta_{f_2 f_3} R_{f_2 f_3}(F_2) F_3 - \delta_{f_2 l} R_{f_2 l}(F_2) L - M(F_2) - \vec{V}_{f_2 a} \vec{\nabla} F_2 + \mu_{f_2} \Delta F_2, \quad (3.8.13)$$

где $Z(x, y, t)$, $F_2(x, y, t)$, $F_3(x, y, t)$, $L(x, y, t)$ – энергетические эквиваленты удельных биомасс кормового зоопланктона, шпрота, ставриды и удельной технической базы активного флота соответственно;

$R_{zf_2}(Z)$, $R_{f_2 f_3}(F_2)$ – трофические функции шпрота и ставриды;

$R_{f_2 l}(F_2)$ – производительность промысла;

δ_{zf_2} , $\delta_{f_2 f_3}$, $\delta_{f_2 l}$ – соответствующие передаточные коэффициенты;

$\vec{V}_{f_2 a}$ – скорость перемещения шпрота относительно неподвижной системы координат;

$M(F_2) = \sum_1^n a_n F_2^n$ – естественная элиминация шпрота;

μ_{f_2} – коэффициент его стайной диффузии;

a , b , c , n – константы;

$\vec{\nabla}$ – оператор градиента;

Δ – лапласиан.

$$R_{zf_2}(Z) = \frac{a_{zf_2} Z^k}{b_{zf_2} + Z^k} + c_{zf_2}, \quad (3.8.14)$$

$$R_{f_2 f_3}(F_2) = \frac{a_{f_2 f_3} F_2^m}{b_{f_2 f_3} + F_2^m} + c_{f_2 f_3}, \quad (3.8.15)$$

$$R_{f_2 l}(F_2) = \frac{a_{f_2 l} F_2^b}{b_{f_2 l} + F_2^b} + c_{f_2 l}. \quad (3.8.16)$$

Конкретный вид S -образных функций R зависит от экологических условий акватории и масштабов осреднения зависимых переменных в эколого-экономических моделях. Опыт показал, что эти гладкие функции можно, без заметной потери точности, аппроксимировать их кусочно-линейными аналогами. Замена функции (3.8.16) функцией (3.8.17), при математической имитации работы промыслового флота, придаёт такой формализации

практическую наглядность: при $F_2 < F_{2min}$ промысел шпрота прекращается из-за его нерентабельности ($R_{f_2l} = 0$); при $F_2 > F_{2max}$ производительность промысла ограничена техническими возможностями флота ($R_{f_2l} = R_{f_2lmax} = const$).

$$R_{f_2l}(F_2) \approx (c_1 F_2 - c_2) H(F_2 - F_{2min}) H(F_{2max} - F_2) + R_{f_2lmax} H(F_2 - F_{2max}), \quad (3.8.17)$$

где $H(...)$ – функция Хевисайда.

Вектор скорости перемещения шпрота относительно неподвижной системы координат $\vec{V}_{f_2a}(x, y, t)$ представляет собой сумму трёх векторов: скорости течения $\vec{U}(x, y, t)$, скоростей кормового таксиса $\vec{V}_{f_2z}(x, y, t)$ и температурного таксиса шпрота $\vec{V}_{f_2T}(x, y, t)$.

$$\vec{V}_{f_2a}(x, y, t) = \vec{U}(x, y, t) + \vec{V}_{f_2z}(x, y, t) + \vec{V}_{f_2T}(x, y, t), \quad (3.8.18)$$

$$\frac{\vec{V}_{f_2z}}{\partial t} = \left(\frac{a_v F_2}{Z + r} \vec{\nabla} Z + v \Delta \vec{V}_{f_2z} \right) H(T_{st} - \bar{T}_b), \quad (3.8.19)$$

$$\frac{\vec{V}_{f_2T}}{\partial t} = (-b_v \vec{\nabla} T + v \Delta \vec{V}_{f_2T}) H(\bar{T}_b - T_{st}), \quad (3.8.20)$$

где $\bar{T}_b(x, y, t)$ – средняя по глубине температура в придонном слое;

T_{st} – стартовая температура для начала температурного таксиса;

$T_{st} = 8^\circ\text{C}$;

v – коэффициент стайной вязкости;

a_v, b_v – константы.

Поток биомассы шпрота через жидкие границы акватории учитывается соответствующими граничными условиями.

Передвижения рыболовецкого флота зависят от изменений промысловой обстановки. Удельная концентрация шпрота и места его скоплений постоянно изменяются. Отдельное судно маневрирует и проводит локальный поиск мест с большей концентрацией шпрота у дна в светлое время суток. Группа судов может менять дислокацию на основании данных промразведки. Моделируется вектор средней скорости промысловых судов $\vec{W}(x, y, t)$, находящихся в ячейке вычислительной сетки площадью S_l . Характер зависимости \vec{W} от градиента концентрации шпрота $\vec{\nabla} F_2$ очевиден: флот движется в направлении градиента и увеличивает или уменьшает свою скорость при увеличении или уменьшении градиента. Модуль вектора $\partial \vec{W} / \partial t$ зависит также от соотношения L / F_2 . Соответственно удельная техническая база промысла L тоже характеризуется суммарной производительностью судов, находящихся в ячейке вычислительной сетки. Когда на промысле используются однотипные суда с одинаковым

оборудованием, величина L пропорциональна числу судов, работающих в одном квадрате. От $L(x,y,t)$ зависит и то максимальное значение концентрации шпрота F_{2max} , при котором переход флота на акваторию с большей концентрацией становится экономически нецелесообразным. Разности между скоростью отдельного судна и средней скоростью группы судов являются подсеточными пульсациями скорости. Суммарный эффект таких пульсаций аналогичен стайному эффекту у рыб, имеет диссипативный характер и может быть соответственно аппроксимирован. Коэффициент виртуального трения λ в данном случае характеризует степень неупорядоченности движения промысловых судов на подсеточных масштабах. Перечисленные особенности движения флота учтены в следующем уравнении:

$$\frac{\partial \bar{W}}{\partial t} = \left(\frac{a_w L}{F_2 + b_w} \bar{\nabla} F_2 + \lambda \Delta \bar{W} \right) H(F_2 - F_{2max}), \quad (3.8.21)$$

где коэффициенты a_w , b_w , λ соответствуют условиям промысла.

Пространственно-временная изменчивость активной части технической базы промысла зависит от динамики компонентов промыслового бюджета [22]. Улучшение промысловой обстановки означает возможность увеличить прибыльность промысла путём увеличения производительности отдельного траулера и активизации большего числа рыболовных и транспортных судов. Удельная величина приходной статьи промыслового бюджета соответствует вылову шпрота на акватории площадью S_i :

$$Q = R_{f,l} L I(x,y,t), \quad (3.8.22)$$

где через функцию $I(x,y,t)$ учтено влияние на помысел переменных факторов, не рассматриваемых в явном виде.

Для понимания механизма происходящих в экосистеме антропогенных потрясений, необходимо, с помощью математических моделей, имитировать продуцирование органического вещества фитопланктоном и его поток вверх по ступеням трофической пирамиды вплоть до её вершины, на которой располагается технико-экономический хищник – промысловый флот. Чтобы перелов шпрота в недалёком будущем не вызвал коллапса и его биомассы, следует предложить научно обоснованную стратегию восстановления и рационального использования рыбных ресурсов Чёрного моря. В список планируемых исследований целесообразно включить развитие эколого-экономической модели системы "биогены – фитопланктон – зоопланктон – шпрот, ставрида, хамса – промысел шпрота, ставриды и хамсы". Трудоемкая концептуальная и математическая работа по созданию базового варианта такой модели уже проделана. Формализованы наиболее значимые экологические и эколого-экономические процессы. Очередная задача – ввести уравнения для биогенов и промысла шпрота в разработанную ранее модель, получить численное решение усложнённой задачи и адаптировать его к экологическим

условиям СЗШ. Здесь, в пределах экономической зоны Украины, находится самая перспективная акватория для развития механизированного промысла черноморского шпрота. Регулируя промысловое изъятие шпрота на этой акватории, можно воздействовать на динамику интегральной биомассы шпрота. Новая эколого-экономическая модель поможет исследовать влияние увеличения вылова шпрота на стабильность экосистемы Чёрного моря.

Список литературы

1. Основы биологической продуктивности Чёрного моря / Под общ. ред. В.Н. Грезе. – Киев: Наук думка, 1979. – 392 с.
2. Виноградов М.Е., Сапожников В.В., Шушкина В.А. Экосистема Чёрного моря. – М.: Наука, 1992. – 112 с.
3. Prodanov K., Mikhailov K., Daskalov G., at all. Environmental impact on fish resources in the Black sea // Sensitivity to change: Black Sea, Baltic Sea and North Sea. – Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 1997. P. 163 – 181.
4. Gücü A.C. Role of fishing in the Black Sea ecosystem // Sensitivity to change: Black Sea, Baltic Sea and North Sea. – Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 1997. P. 149 – 162.
5. Anon. Determination and quantification of fishing gears and technology in Black Sea. Ministry of Agriculture and Rural Affairs of Turkish Republic, Research Institute of Aquatic Products. Trabzon. – 1992. 106 p. (in Turkish).
6. Anon. Fishery Statistics 1989-90. State Institute of Statistics. Prime Ministry of Turkish Republic. Publ. – 1993. No. 15X3.
7. Stepnowski A., Güçü A.C. and Bingel F. Assessment of the pelagic fish resources in the southern Black Sea using echo integration and Dual-Beam processing. // Archives of Acoustic. Polish Academy of Science Journal. – 1993. – № 18(1). Pp. 83 - 104.
8. Сырьевые ресурсы Черного моря. – М.: Пищевая промышленность, 1979. – 323 с.
9. Виноградов К.А., Розенгурт М.Ш., Толмазин Д.М. Атлас гидрологических характеристик северо-западной части Черного моря (в рыбопромысловых целях). – Киев: Наукова думка, 1966. – 96 с.
10. Шульман Г.Е. Физиолого-биохимические особенности годовых циклов рыб. – М.: Пищевая промышленность, 1972. – 368 с.
11. Латун В.С. Оценочная математическая модель системы планктон–рыба – рыбный промысел // Системы контроля окружающей среды. Доклады международного научно-технического семинара “СКОС–2002”. Часть 2: Мониторинг и модели. Севастополь: МГИ НАН Украины, 2003. – С. 69 – 72.
12. Еремеев В.Н., Тимченко И.Е., Васечкина Е.Ф., Игумнова Е.М., Латун В.С., Ярин В.Д.. Системное моделирование морских эколого-экономических процессов. – Севастополь: «ЭКОСИ – Гидрофизика», 2007. – 451 с.
13. Латун В.С. Влияние атмосферных процессов на длиннопериодные колебания биомассы хамсы // Морской гидрофизический журнал. – 2005. – № 1. – С. 55 – 62.
14. Латун В.С. Учёт межгодовой изменчивости биомассы хамсы в

математической модели системы планктон–рыба–рыбный промысел // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Вып. 10. – Севастополь, 2004. – С. 303 – 314.

15. *Латун В.С.* Устойчивость системы фитопланктон- зоопланктон- рыба // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Вып.10. Севастополь, 2004. – С. 315 – 321.
16. *Латун В.С.* Реакция системы фитопланктон - зоопланктон - рыба - рыбный промысел на кратковременные изменения вылова хамсы // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь, 2004. – С. 179 – 183.
17. *Латун В.С.* Дифференциальное уравнение для скорости кормового и нерестового таксиса хамсы // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь. 2005. – С. 212 – 214.
18. *Латун В.С.* Учёт особенностей питания и кормового таксиса черноморской ставриды в эколого-математических моделях // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь. 2006. – С. 218 – 220.
19. *Латун В.С.* Учёт кормового таксиса хамсы в математической модели системы фитопланктон – зоопланктон – рыба // Морской экологический журнал. – 2005. – IV, № 4. – С. 49 – 60.
20. *Латун В.С.* Влияние кормового и нерестового таксиса хамсы на систему фитопланктон – кормовой зоопланктон – рыба // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Вып. 14. – Севастополь. 2006. – С. 303 – 313.
21. *Латун В.С.* Эколого-математическая модель системы фитопланктон – зоопланктон – анчоус – ставрида // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь. 2007. – С. 150 – 155.
22. *Латун В.С.* Учёт рыбного промысла в эколого-экономических моделях // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь. 2007. – С. 147 – 149.
23. *Иванов В.А., Игумнова Е.М., Латун В.С., Тимченко И.Е.* Модели управления ресурсами прибрежной зоны моря. – Севастополь: МГИ НАНУ. 2007. – 258 с.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Современный этап океанографических исследований Мирового океана и, в частности, Черного моря характеризуется переходом к экосистемным исследованиям, т.е. исследованиям экосистемы в целом. Представленные в настоящей монографии результаты выполнения проекта НАН Украины "Исследование геофизических и биогеохимических процессов, определяющих устойчивость и ассимиляционную емкость большой черноморской экосистемы, в целях управления и создания методологии оценки качества морской среды" (Шифр темы "Стабильная экосистема"), Постановление Бюро Отделения наук о Земле НАН Украины от 22.11. 2005 г. протокол № 10, § 38. п. 3, позволяют взглянуть на Черное море, как единый объект со всем разнообразием гидрофизических, биогеохимических и физико-химических процессов, обеспечивающих его устойчивое функционирование и эволюцию.

Работы, выполненные в рамках проекта «Стабильная экосистема» и ряде других национальных и международных проектов, позволили создать и начать эксплуатацию в тестовом режиме подсистемы обеспечения пользователей океанографической информацией ГИС Черного моря (<http://ocean.nodc.org.ua/>). Другим результатом, представленным в данной работе, являются информационно-аналитические системы, которые включают в себя не только информацию, но и инструменты для анализа этой информации или ее использования в различных расчетах и моделях. Один из развиваемых инструментов основан на интегрировании сопряженных уравнений и может быть применен для решения различных задач экологической направленности. Он позволяет не только определять зоны влияния начальных полей и источников загрязнений на поле концентрации исследуемой примеси в интересующем районе, но и оценивать концентрацию загрязнений и мощность их источников. Для градуировки и верификации результатов модельных расчетов выполнялся анализ многолетних наблюдений поступления и распределения в водах моря природных и техногенных радиоактивных изотопов (^7Be , ^{214}Pb , ^{214}Bi , ^{137}Cs , ^{90}Sr). Получены оценки сезонных и межгодовых изменений. Выполнен анализ метеорологических условий и процессов на поступление изотопов с сухими и влажными выпадениями.

Другой подход основан на использовании метода адаптивного баланса влияний (*ABC*-метод), который позволил построить формальные динамические модели экосистем северо-западного шельфа Черного моря, учесть в них результаты многолетних исследований планктонного сообщества в этом районе моря, анализировать возможные сценарии внутригодовой изменчивости этих сообществ при различных влияниях климатического или антропогенного характера.

В области исследования физических процессов и механизмов формирования и эволюции черноморской экосистемы совместный анализ теоретических результатов, данных глубоководных измерений в Черном море и лабораторных экспериментов позволил сделать заключение о формировании придонного пограничного слоя в Черном море в соответствии с принципом минимума производства энтропии Пригожина – Глэнсдорфа.

Использование современных массивов контактных и спутниковых измерений позволило уточнить характеристики изменчивости гидрологической и биооптической структуры вод Черного моря и оценить особенности их взаимосвязей. Показано соответствие сезонных изменений гидрологической и оптической структур. Установлено, что сезонные межгодовые изменения положения глубин и границ этих слоев могут быть объяснены при учете суровости зим, предшествующих данному периоду наблюдений. Выделены крупномасштабные температурные фронтальные разделы. Установлено наличие существенных сезонных вариаций характеристик фронтов. Выявлены существенные межгодовые вариации характеристик температурных фронтов и значимые корреляционные связи между аномалиями этих характеристик и индексами Северо-Атлантического колебания (САК) и Южного колебания (ЮК).

Анализ вековых наблюдений позволил показать, что преобладающий 60-летний период колебаний термохалинной структуры Черного моря соответствует периоду Атлантической мультideкадной осцилляции (АМО) – квазипериодическим изменениям температуры поверхности Северной Атлантики, благодаря воздействию на количество и траектории циклонов, осадки, сток рек. 30-летние периоды повышенной или пониженной вертикальной стратификации вод можно считать устойчивыми состояниями гидрологического режима. В переходные периоды, продолжительностью до 10 лет, происходит смена одного устойчивого состояния на другое. Аналогичные периодические изменения характеристик экосистемы Черного моря прослеживаются по временному ходу оптических характеристик вод моря. В отрицательную фазу АМО происходит смещение траекторий циклонов к югу, увеличение пресного баланса моря, в результате чего соленость поверхностного слоя понижается. Это сопровождается повышенными горизонтальными градиентами плотности между периферией и центральной частью моря, что приводит к возрастанию доступной потенциальной энергии, интенсификации циркуляции вод, подъему основного пикноклина и увеличению его солености. Как следствие наступает период повышенной плотностной стратификации вод. В положительную фазу АМО происходит обратный процесс. Холодные зимы в целом характерны для лет с повышенным водным балансом, поэтому в периоды повышенной стратификации интенсивность обновления ХПС в основном выше, чем в противоположную фазу. Смена периодов повышенной или пониженной вертикальной стратификации вод приводит к изменению интенсивности вертикального водообмена и, соответственно, к изменениям в интенсивности потоков растворенных веществ.

Изучение вопросов ассимиляционной емкости и устойчивости экосистемы моря выполнялось, в частности, путем анализа многолетних изменений гидрохимической структуры вод и процессов, определяющих устойчивость и эволюцию этой структуры. Такой анализ позволил показать, что кислород распространялся до горизонтов залегания наибольших значений условной плотности в период, предшествующий середине 1970-х годов. После этого, до второй половины 1980-х годов, наблюдалось стремительное уменьшение содержания кислорода в слое основного пикноклина, а также

существенное уменьшение толщины оксиклина относительно условной плотности. После этого экосистема перешла в неустойчивое состояние, характеризующееся существенными межгодовыми изменениями биогеохимических и биологических характеристик.

Совместный анализ многолетней изменчивости биогеохимической структуры вод основного пикноклина и анаэробной зоны моря позволил показать и подтвердить, что:

а) взаимодействие кислорода и сероводорода не является основным процессом, определяющим структуру и эволюцию субкислородной зоны Черного моря;

б) субкислородная зона является результатом особенностей формирования вертикального и горизонтального потоков кислорода, с одной стороны, и вертикальных потоков взвешенного органического вещества и сероводорода – с другой стороны;

в) в то время как текущее положение верхней границы субкислородной зоны отражает равновесное состояние вертикального потока кислорода и потока оседающего взвешенного вещества, положение нижней границы слабо зависит от величины вертикального потока кислорода и определяется соотношением потока сероводорода и горизонтального потока кислорода с трансформированными мраморноморскими водами в Черном море;

г) горизонтальный поток кислорода с водами Босфорской смеси определяет не только динамику нижней границы субкислородной зоны и само ее существование, но и окисление внутри анаэробной зоны не менее 40% общего количества окисляемого в Черном море сероводорода.

Устойчивое существование субкислородной зоны и отсутствие сероводорода над основным пикноклином определяется окислительным потенциалом трансформированных мраморноморских вод, который снижается в случае уменьшения объема поступающих в Черное море средиземноморских вод и при падении концентрации кислорода в ХПС из-за слабого вентилирования вод в мягкие зимы. Учитывая, что окислительный потенциал трансформированных мраморноморских вод превышает потенциал экспортной продукции и потока сероводорода и других восстановленных соединений из анаэробной зоны в 3 – 6 раз, его исчерпание, а вместе с ним превышение ассимиляционной емкости черноморской экосистемы, представляется возможным. Так, в 2003 и в 2010 годах наблюдалось, по крайней мере, 2-хкратное уменьшение окислительного потенциала трансформированных мраморноморских вод из-за уменьшения концентрации кислорода в ХПС, а в 1980-е годы наблюдалось 5 – 6-кратное увеличение экспортной продукции. Если эвтрофикация Черного моря продолжится, то совместно с эффектом потепления климата это приведет к катастрофическому изменению структуры аэробной зоны, вплоть до появления анаэробных условий в верхнем слое моря над основным пикноклином. В тоже время увеличение продукции сероводорода в глубинных водах не может привести к немедленному эквивалентному подъему границы анаэробных вод. Рост запаса сероводорода в анаэробной зоне происходит достаточно медленно, предоставляя возможность реализовать черноморскому сообществу те или иные программы и сценарии по

регулированию и ограничению эвтрофикации бассейна и, таким образом, уменьшить или предотвратить наступление нежелательных, а при определенных условиях даже кризисных последствий.

Проведенное исследование дает основание полагать, что антропогенная эвтрофикация сыграла ключевую роль в изменениях, которые наблюдались в черноморской экосистеме в 70-х – первой половине 90-х гг., определившими в дальнейшем ее низкоэнергетический статус. После экологического кризиса конца 80-х – начала 90-х гг. черноморская экосистема перешла на новый уровень организации, характеризующийся достаточно высокой степенью эвтрофирования. Это привело к значительному увеличению роли пищевой цепи, состоящей из организмов с высокими скоростями дыхания, низкой пищевой ценностью и низкой эффективностью переноса энергии. Последнее определяет существенно более низкую эффективность трансформации вещества и энергии в современной экосистеме Черного моря, ее большую восприимчивость, по сравнению с доэвтрофикационным периодом, к внешним воздействиям.

В заключение следует отметить, что созданная эколого-экономическая модель позволила оценить и выполнить прогноз влияния рыбного промысла на устойчивость экосистемы Черного моря. В рамках этой модели было показано, что сверхэксплуатация рыбных ресурсов Чёрного моря привела к коллапсу биомассы многих пелагических рыб (пелагида, скумбрия, крупная ставрида, хамса и др.). Шпрот является сегодня основной промысловой рыбой Чёрного моря. Самая перспективная для промысла шпрота акватория расположена на СЗШ в пределах экономической зоны Украины. Однако объем вылова шпрота должен быть оптимизирован с целью предотвращения дальнейшего нарушения устойчивости экосистемы, а также для обеспечения устойчивого использования и восстановления рыбных запасов Чёрного моря.

В качестве общего заключения следует отметить, что результаты выполненных гидрофизических, гидрохимических, гидробиологических и численных исследований позволили получить количественные характеристики устойчивости и эволюции океанологических характеристик экосистемы Черного моря, оценить условия, при которых превышает ассимиляционный потенциал экосистемы, что приводит к катастрофическим последствиям. Было показано наличие характерных периодов различных состояний экосистемы моря, переход между которыми протекает достаточно быстро под влиянием изменения климата и уровня антропогенной нагрузки. В настоящее время экосистема Черного моря, хотя и проявляет некоторые признаки улучшения состояния, тем не менее характеризуется значительным уровнем антропогенной нагрузки, эвтрофирования, высокой чувствительностью к наблюдаемым изменениям климата, пониженной устойчивостью к внешним воздействиям, подвержена значительному риску возобновления процессов деградации и проявления катастрофических изменений в ее структуре. По этим причинам неотложной задачей прибрежных стран является разработка согласованной программы изучения и рационального использования ресурсов Черного моря. Цель такой программы – обеспечение устойчивости и восстановление экосистемы моря.

В.Н. Еремеев, С.К. Коновалов

Наукове видання

СТІЙКІСТЬ І ЕВОЛЮЦІЯ ОКЕАНОЛОГІЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК ЕКОСИСТЕМИ ЧОРНОГО МОРЯ

Під редакцією академіка НАН України В.М. Єремєєва,
члена-кореспондента НАН України С.К. Коновалова

Російською мовою

Научное издание

УСТОЙЧИВОСТЬ И ЭВОЛЮЦИЯ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ЭКОСИСТЕМЫ ЧЕРНОГО МОРЯ

Под редакцией академика НАН Украины В.Н. Еремеева,
члена-корреспондента НАН Украины С.К. Коновалова

На русском языке

Підписано до друку 01.10.2012

Друк офсетний. Формат 60×84^{1/16}

Тираж 150, Замовлення 37

Надруковано НВЦ «ЕКОСІ-Гідрофізика»

99011, м. Севастополь, вул. Леніна, 28

Свідцтво про державну реєстрацію

Серія ДК № 914 від 16.02.02 р.

